地質学雑誌 第62巻 第728号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年5月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第728号

1956年5月

原著論文 頁

飛騨山地福地付近の石炭系および二畳系，特に一の谷層群の紡錘虫化石帯について……猪郷久義 (217)

北海道より二畳紀化石の発見と其意義……遠藤隆次・橋本亘 (241)

大阪府中河内郡峠地辷り地域における湧水について……市原優子 (244)

北部飛騨変成帯の深成岩類……春日井昭・山田敬一・青木斌 (250)

男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究（第1報）
——入道崎・赤島附近の花崗岩質基盤岩および第三紀火成岩類について——
……宮城一男・宇留野勝敏 (261)

解説

ウムフローフ著「地球の鼓動」の解説（星野一男・松田時彦・中村一明・杉村新）… (273)

短報

杵島層群砂岩中の緑色鉱物……白水晴雄 (280)

鬼丸統の問題……湊正雄・武田裕幸 (281)

リンケイ石 (Tridymite) のX線廻折線をしめす粘土について……本多朔郎 (282)

中新世の *Echinarachnius* ……森下晶 (283)

釜石西北方の鬼丸統……吉田尚・加藤誠 (284)

雑報

塩原産 *Potamogeten*（高橋英太郎）…… (284)

抄録

SKINNER, J. W. and G. W. WILDE: New Fusuilnids from the Permian of West Texas …… (285)

JOHNSON, J. H.: *Archaeolithophyllum*, a New Genus of Paleozoic Coralline Algae …… (285)

J. WESTERVELD: Radioactivity and Chemistry of Some Indonesian Eruptive Rocks …… (285)

A. POLDERVAART: Crust of the Earth (A Symposium)…… (286)

学会記事 …… (287)

日本地質学会

（東京大学理学部地質学教室内）

昭和 31 年度日本地質学会会長及評議員名

会長　立岩巖
評議員会議長　早坂一郎
評議員

浅野清	浅野五郎*	井尻正二	池辺展生
石川俊夫	市川浩一郎	遠藤隆次*	大森昌衛
加納博	木下亀城	久野久	小田博
小林国夫	小林貞一	小林英夫	牛来正夫
鹿間時夫	柴田秀賢	須藤俊男*	鈴木好一*
鈴木醇	田代修一	高井冬二*	竹原平一
立岩巖	坪井誠太郎	新野弘*	半沢正四郎
藤岡一男	藤本治義	槇山次郎	松下進
松本達郎	湊正雄	森本良平	八木健三
山下昇	渡辺武男*	渡辺万次郎	

(＊印は執行委員)

第62巻 第728号　地 質 学 雑 誌　1956年5月

原 著 論 文

飛驒山地福地付近の石炭系および二畳系，特に一の谷層群の紡錘虫化石帯について

猪 郷 久 義*

(1955 年 11 月 28 日受理)

On the Carboniferous and Permian of the Fukuji District, Hida Massif, with Special Reference to the Fusulinid Zones of the Ichinotani Group

Hisayoshi Igô

(Abstract)

The Carboniferous and Permian rocks of the Fukuji district, are divided into the following lithologic units, in descending order.

Sorayama group

Ichinotani group { Mizuyagadani formation / Ichinotani formation }

The following six well marked fusulinid zones are recognized within the Ichinotani group; in descending order.

Pseudoschwagerina zone	{ *Pseudoschwagerina morikawai* zone
Triticites zone	{ *Triticites exsculptus-T. hidensis* zone
Fusulina zone	{ *Fusulina lanceolata-F. ichinotaniensis* subzone / *Fusulina fujimotoi-F.* sp. A subzone
Fusulinella zone	{ *Fusulinella bocki* var. *asiatica* subzone / *Fusulinella kamitakarensis* subzone
Profusulinella zone	{ *Profusulinella fukujiensis* zone
Millerella zone	{ *Millerella bigemmicula-Pseudostaffella kanumai* subzone / *Millerella kanmerai* subzone

From the evidence of the above mentioned fossils and those listed on Table 1, among which the typical species are illustrated in Figs. 3, 4, it is inferred that the Ichinotani group corresponds to the upper Chesterian (Upper Viséan) to lower Wolfcampian (Sakmarian).

The Ichinotani group, which contains within it no stratigraphic hiatus, was probably partially denudated before the deposition of the Middle Permian Sorayama group.

The writer proposes in this paper "The Kamitakara Series" as the time rock unit equivalent to the lower to middle Pennsylvanian (Ardian to Atokan).

* 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

I. まえがき

最近の日本各地における，上部古生界の研究は実にめざましいものがあり，多くの新知見が発表されつゝある。筆者の研究も，これら上部古生界層序論上に多くの問題を提供するものと考え，まだ充分とはいえないが，現在までの知識を整理して，こゝに報告する。今後研究を進めて行く上の指針として，諸賢の御批判をいたゞければ幸いである。

福地付近には，ゴトランド系・石炭系・二畳系・ジュラ系・結晶片岩類・種々の火成岩類などが複雑に分布するが，その大要はすでに亀井節夫 (1952) が報告した。筆者は特に石炭系・二畳系について，1953 年以来研究を続けて来た結果，*Millerella*, *Profusulinella*, *Fusulinella*, *Fusulina*, *Triticites*, *Pseudoschwagerina* の各属によつて特徴づけられる 6 化石帯が，ほゞ連続して発達していることを確めた。このような事実は日本列島および東部アジヤでは初めて認められたことである。

この研究を進めるにあたつて，多くの方々から御指導，御援助を賜つた。東京教育大学藤本治義教授にはたびたび野外調査を指導され，また化石の研究についても，ひとかたならぬ御教示，御援助を受けた。同じく，畑井小虎・柴田秀賢・須藤俊男の諸教授，牛来正夫・渡部景隆両助教授，佐藤信次氏からは，それぞれの専門の立場から御指導を受けた。本地域の研究に最初に手を染められ，多くの興味ある事実を明らかにされた信州大学亀井節夫氏からは，しばしば有益な御討論を賜り，また筆者の野外調査に協力を惜まれなかつた。埼玉大学森川六郎，東京大学大久保雅弘・小西健二・浜田隆士，東京学芸大学鹿沼茂三郎の諸氏からは，種々御助言をいたゞいた。先輩河田茂磨・小林学・佐藤敏彦・学友林良和・大木靖衛・佐藤弘・井上武三の諸氏の御協力も忘れることが出来ない。なお現地では，上宝村小倉寛定氏，神岡営林署からひとかたならぬお世話を受けた。以上の方々に対し深く感謝の意を表する次第である。

II. 層序概説

この付近の一般的な地質については，別の機会に報告する予定なので，こゝにはそのあらましを述べておく。本地域の層序をまとめると次のようになる。

中部 下部 二畳系	空山層群 (300 m +) ～～～～不整合？～～～～
上部 下部 石炭系	一の谷層群 { 水屋ガ谷層 (200 m) 一の谷層 (390 m) } 平湯層群 { 上部 中部 下部 } (800 m +)
中—上部ゴトランド系	——断層—— 福地層群

1. 福地層群

本層群の分布は，福地部落北方の山腹，一の谷，神坂の南方，大谷上流などであるが，とりわけ詳細な層序が判明しているのは一の谷である。これらのゴトランド系は，NNE—SSW, E—W, N—S 方向の断層によつて，他の地層と接し，または両者の間に岩脈類の貫入を受けている場合もある。詳細は近く亀井が報告するのではぶくが，層序は 3 分され，それぞれ豊富に化石を含む。なお，かつて，湊・亀井が本層群中に礫岩層が発達するように述べたが，筆者の研究では，これらはゴトランド系から除外されねばならないことが判明した。

2. 一の谷層群

本層群は，一の谷・尾添谷・水洞谷・水屋ガ谷・高谷・一重ガ根の西方・神坂付近* などに分布する。下部の一の谷層は，主に石灰岩からなり，上部の水屋ガ谷層は，石灰岩・砂岩・頁岩および酸性凝灰岩の互層，礫岩などからなる。化石は紡錘虫類・小型有孔虫・珊瑚類・腕足類・苔虫類・石灰藻類** などであるが，なかでも，紡錘虫類が非常に多い。

(1) 一の谷層

本層は一の谷でもつとも良く発達する。下限は断層でゴトランド系と接する。本層はN60°～80°E, E—W の走向で，傾斜は垂直または，60°～80°S で逆転している。主に石灰岩からなり，層理が明瞭に発達しており，黒色・灰白色のものが多いが，赤色・黄色のものもある。ある層準には，oolite が良く発達する。これらの石灰岩中に 1～3 m の赤色・紫赤色頁岩***，淡緑色凝灰岩などが数層準に発達する。これらの中のあるものは，鍵層として役に立つ。

本層には *Millerella, Profusulinella, Fusulinella, Fusulina, Triticites* の5化石帯が発達する。*Millerella* 帯の下部は黒色不純石灰岩で，鬼丸型珊瑚と *Millerella* が多産する。上部は灰白色石灰岩で，珊瑚は全くないが，*Millerella, Pseudostaffella* などを産する。この灰白色石灰岩の上位には *Profusulinella* を多産する黒色砂質石灰岩が重なる。この上位に，淡緑色凝灰岩を混えたチャートの角礫（直径 2～4 cm）がきわめて多い厚さ 1 m の礫岩が重なる。この上に前述の赤色頁岩が発達する。この礫岩は，あるいは断層角礫かもしれない。赤色頁岩とともに，基質を研究中である。

Fusulinella 帯の下部には，灰白色で oolite の発達した石灰岩が多い。上部には，層理の明らかな灰白色石灰岩が多く，黄色・赤色石灰岩の薄層を混える。

Fusulina 帯は黒色不純石灰岩，灰白色石灰岩などで，水洞谷でもつとも良く発達する。本帯の上部から *Triticites* 帯にかけて，特徴のある oolitic 石灰岩が見られる。

Triticites 帯で化石が豊富に産するのは，黒色泥質石灰岩である。この下位に赤色頁岩が発達する。

一の谷層は，玢岩・変輝緑岩などの岩脈で貫かれ，小断層で細く断たれている場合が多い。

(2) 水屋ガ谷層

水屋ガ谷できわめて良く発達する地層である。下部は灰白色・緑灰色・黒色・赤灰色などの石灰岩からなる。これら石灰岩の下限近くには，貝殻の断片様のものが密集した特異な石灰岩がある。上限近くには，緑灰色石灰岩が多く，*Pseudoschwagerina* がきわめて多い。この石灰岩の上位には，ほとんど石灰岩がなくなる。第1図に示したように，水屋ガ谷をはじめ，この *Pseudoschwagerina* 石灰岩の上位には必ず厚さ 5 m 前後の緑灰色石灰質凝灰岩が重なり，これに大型の腕足類や，瑚珊が含まれている。かつて亀井が，Artinskian† として，*Squamularia, Spiriferina, Sochikineophyllum* などを報告したのは，この層準のものである。

この上位には，厚さ 30 m の砂岩頁岩互層が重なるが，砂岩中に礫質の部分や，頁岩の破片を有する部分がある。さらに上位には，黒色頁岩を基質とし，石灰岩角礫が特に多い厚さ1m前後の礫岩が

---

* 一重ガ根，神坂付近については別に将来発表する予定.

** 紡錘虫以外の化石は，ほとんど未整理であるが，珊瑚・小型有孔虫については，研究が行われつつある.

*** 赤色のものが多いが，色は変化する．赤色のものは鏡下で haematite が大部分であるが，かなり石英の破片が目立つ．化学分析値は，SiO_2 43.08%, Al_2O_3 28.35%, Fe_2O 13.54%, FeO 1.11%, MgO 0.21%, CaO 0.85%, H_2O 13.43%, Total 100.57%, 示差熱分析，X線では quartz, haematite, kaolinite, halloysite, bohemite？ などを含むことが判明した．筆者はこれらをラテライト類似の岩石と考えるが，あるものは，凝灰岩とも見えるので，各属準のものにつき詳細に研究中である．一応本報告では，すべて赤色頁岩と呼んでおく.

† この化石の時代論については，筆者は異つた見解を持つ.

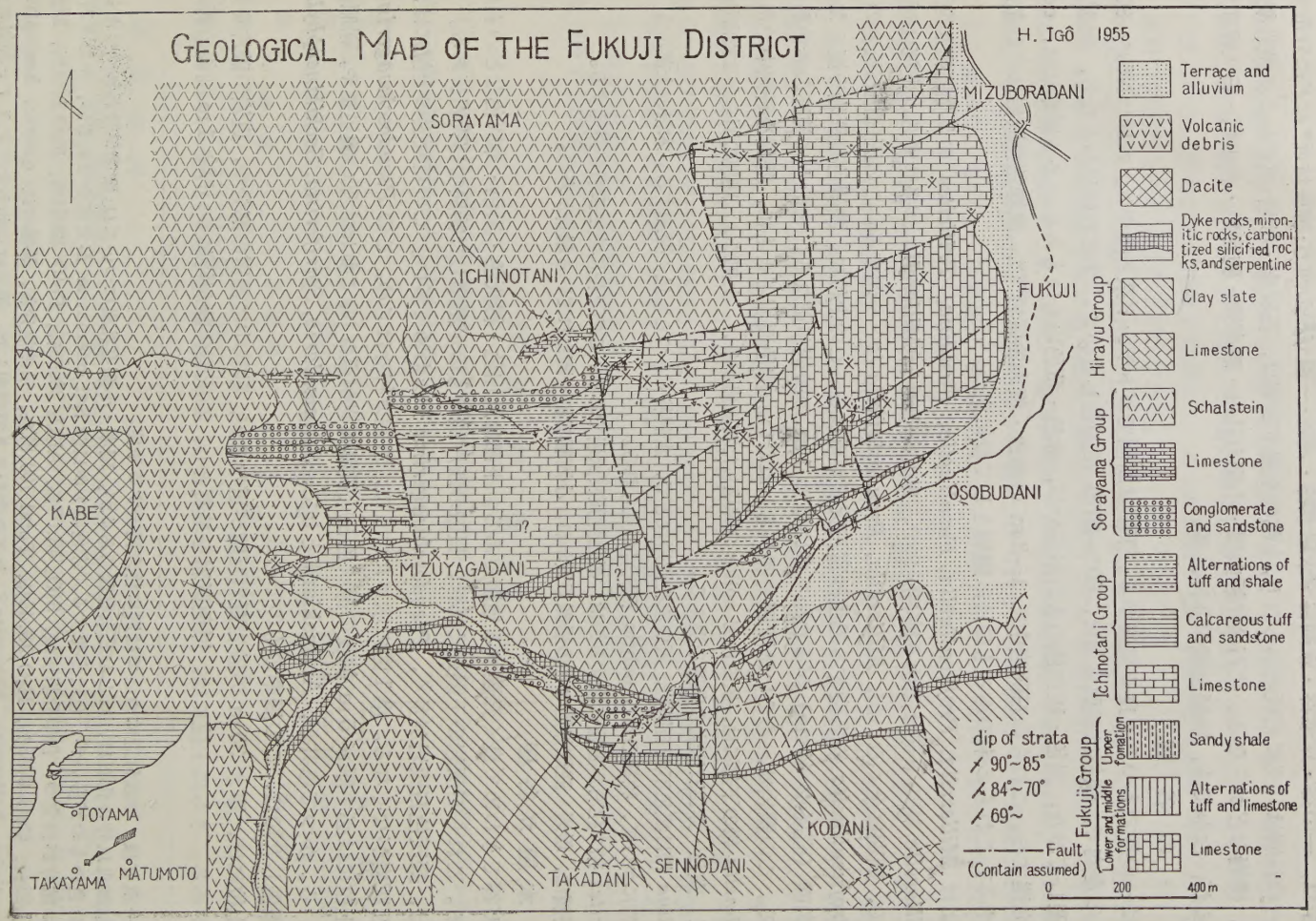

GEOLOGICAL MAP OF THE FUKUJI DISTRICT
H. Igô 1955
SORAYAMA
MIZUBORADANI
ICHINOTANI
FUKUJI
KABE
OSOBUDANI
MIZUYAGADANI
KODANI
SENNÔDANI
TAKADANI
TOYAMA
TAKAYAMA
MATUMOTO
Terrace and alluvium
Volcanic debris
Dacite
Dyke rocks, mironitic rocks, carbonitized silicified rocks, and serpentine
Hirayu Group
Clay slate
Limestone
Sorayama Group
Schalstein
Limestone
Conglomerate and sandstone
Ichinotani Group
Alternations of tuff and shale
Calcareous tuff and sandstone
Limestone
Fukuji Group
Upper formation
Sandy shale
Lower and middle formations
Alternations of tuff and limestone
Limestone
dip of strata
90°~85°
84°~70°
69°~
Fault
(Contain assumed)
0
200
400 m

Fig. 1

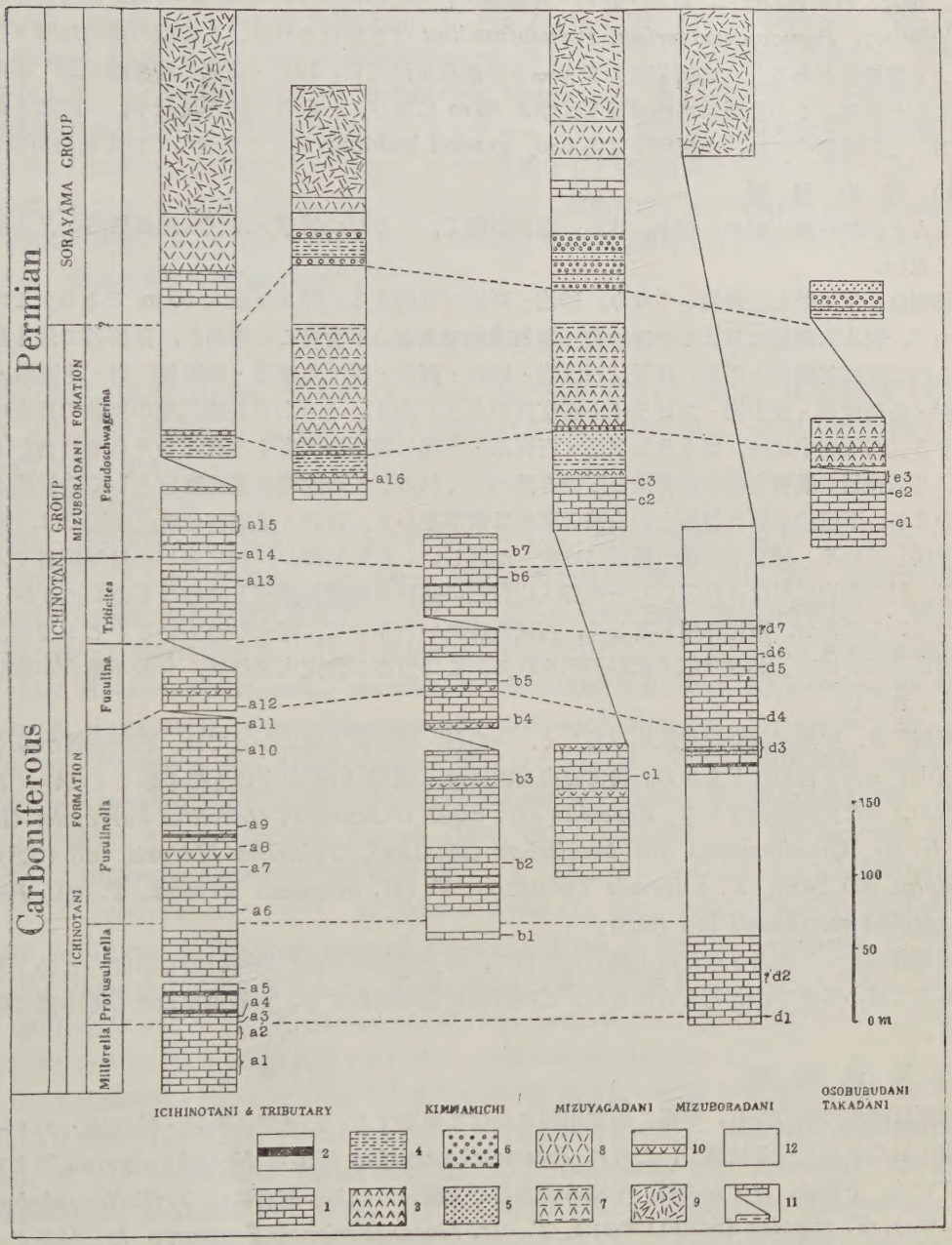


Fig. 2. Columnar sections of the Carboniferous and Permian rocks of the Fukuji district, showing fusulinid horizons contents. Each symbol of the horizon corresponds to those given in Table 1.

Rock legends: 1. limestone, 2. red shale anb tuff, 3. calcareous tuff, 4. alternations of sandstone and shale, 5. sandstone, 6. conglomerate, 7. alternations of sandstone, shale and tuff, 8. schalstein, 9. agglomeratic schalstein, 10. dyke rocks, 11. fault, 12. unexposed.

ある。礫は，石灰岩の他に，頁岩・砂岩・輝緑凝灰岩などがあつて，直径 2～3 cm のものが多い。石灰岩礫中に，*Pseudoschwagerina*, *Pseudofusulina* などが含まれる。この型の礫岩は厚さは薄いが，よく連続性がある。この礫岩は，チャートの薄層を混えた，砂岩・頁岩・酸性凝灰岩* の厚い互層におゝわれる。この互層は水屋ガ谷では厚さ 60 m に及び，一の谷上流左又沢や，下流にも厚く発達する。この互層中には，小規模ではあるが，graded bedding がよく発達している場合が多い。

(3) 空 山 層 群

ほとんどが輝緑凝灰岩からなり，化石の産出が稀で，くわしい層序・時代・地質構造など不明の点が少くない。

下部層は，主に著しい礫岩からなり，砂岩・頁岩が互層する。厚さは最大 55 m である。この礫岩がかつて，坂本沢礫岩に対比されていた一の谷礫岩である。筆者はこの礫岩が，尾添谷で最も良く露出するので尾添谷礫岩と呼ぶ。礫種は石灰岩・砂岩・頁岩・凝灰角礫岩・輝緑凝灰岩・花崗岩・斑状花崗岩・石英斑岩・安山岩・スピライト質玄武岩などである。とりわけ花崗岩類の巨礫の存在は注目に価する。石灰岩中には，ゴトランド系・石炭系・下部二畳系を代表する化石をそれぞれ含むものがあり，この礫岩の堆積当時の後背地の変動を語つてくれる。この礫岩は基底礫岩としての性質を有してはいるが，下位の水屋ガ谷層との直接の関係は観察をかく。高谷と尾添谷合流点付近では，両者は断層で接している。礫岩中の礫の種類には変化が著しい。石灰岩礫が，特に多いのは尾添谷である。かつて，村上礫岩に対比されていた一の谷入口付近の礫岩は尾添谷礫岩と同様なものであるが，断層に沿つているためか，酸化作用が著しく，石灰岩礫にいたるまで，赤くなつている。こゝでは，谷から西方山腹にかけて，かなり広く転石が見られる。この分布が決定出来れば，今後不整合が確認されるかもしれない。

上部層**は，集塊岩状輝緑凝灰岩が著しく，一の谷・柏当沢上流にかけては，石灰岩礫が多く，その他安山岩・石英斑岩などもある。特に安山岩礫には，直径 1 m 以上のものも珍しくない。石灰岩礫に次のような化石が含まれる。*Favosites* cfr. *asper* D'ORBIGNY, *Heliolites barrandei* (HOERNES) *H.* sp., *Quasifusulina* aff. *longissima* (MÖLLER), *Triticites hidensis* IGŌ (MS), *T. exsculptus* IGŌ (MS), *T. ohioensis* THOMPSON, *T.* cfr. *osagensis* NEWELL, *T.* sp., *Pseudoschwagerina morikawai* IGŌ (MS)。

湊・亀井によつて報告された村上礫岩のうちで，村上部落西方高原川沿いのものは，このような性質のものではあるまいかと考えられるが，この詳細は別に報告する。本層群はおそらく中部二畳系であろう。

(4) 平湯(ひらゆ)層群

本層群は福地の南方から，平湯，丹生川(にゅうかわ)村にかけて発達する。石灰岩・砂岩・粘板岩・チャート・輝緑凝灰岩などからなる地層で，これに *Pseudoschwagerina* 帯から *Neoschwagerina* 帯までが発達している。下部は，カイショ谷，平湯峠西方などで確められる。前者には *Triticites subobsoletus* (OZAWA), *T. simplex* (SCHELLWIEN), *T.* cfr. *kawanoboriensis* FUJIMOTO などが多く，最下部二畳系と考えられ，水屋ガ谷層と同時異相の関係にある。後者には，*Pseudoschwagerina schellwieni* HANZAWA, *Pseudofusulina vulgaris* (SCHELL. & DYREN.), *Pseudofusulina kraffti*

---

* 一般に淡緑色細粒であるが，最大 2～3 mm のきわめて新鮮な斜長石の破片が時に密集して含まれる．斜長石は屈折率 n_1 1.535 (浸液法)，Ab 85, An 15 で酸性の灰曹長石である．

** 亀井 (1952) の定義した空山層の大部分は筆者の上部層に相当するが，同氏は上部ゴトランド系—下部石炭系とした．

(SCHELL. & DYREN.) などを産する。平湯峠東では *Schwagerina yabei* (HANZAWA), *Parafusulina* cfr. *setum* (DUNBAR & SKINNER), *P.* cfr. *backeri* DUNBAR & SKINNER, *Pseudodoliolina ozawai* YABE & HANZAWA, *Cancellina* sp. 等を産し，これは中部層を代表する。尾添谷支流の小谷上流では，*Neoschwagerina margaritae* DEPRAT, *N.* sp. などを産し，上部層にあたる。

本層群中の粘板岩中には異常堆積が多く，またチャートがよく発達し，構造的にも，岩相的にも福地付近のこれに相当する地層と大いに異る。かつて本層は中上部二畳系とみなされていたが，下部二畳系の部分も含んでいる事が明らかとなつた。したがつて福地付近の一の谷層群上部，空山層群などと同時異相の関係にあると考えられる。なお本層群の上部は空山層群より上位のものであろう。正確な厚さは，構造が複雑で測定出来ない。

III. 一の谷層群の紡錘虫化石帯*

一の谷層群の紡錘虫は種属，個体数ともに多く，現在判明しているものは，18属51種（未定種を含む）であるが，将来研究が進めば，かなり追加される事が予想される。一応現在まで判明したものについて考察も加える。

(1) *Millerella* 帯

本帯は一の谷層群の最下部を代表する化石帯で，一の谷・福地部落北方などに分布する。

一の谷では，入口から距離にして約 400 m 上流で，福地層群中部層と断層で接して，黒色不純石灰岩が谷底から南側山腹にかけて発達する。これから多くの鬼丸型珊瑚と腕足類を産出し，*Millerella* がこれに伴つて豊富に産する。珊瑚・腕足類の研究は充分行われていないが，*Kueichouphyllum* cfr. *yabei* MINATO, *Palaeosmilia murchisoni* (EDWARDS & HAIME), *Siphonodendron asiatica* (YABE & HAYASAKA), *Clisaxophyllum* sp., *Dibunophyllum* sp., *Syringopora* sp., *Hexaphillia* sp., *Productus* sp., *Linoproductus* sp. などを識別している。*Millerella* は現在まで，*Millerella kanmerai* IGŌ** (MS), *M. bigemmicula* IGŌ (MS), *M. discoidea* IGŌ (MS), *M.* sp. を識別している。他に最近 ZELLER (1950, 1954) 夫妻が報告した plectogyroid がかなり含まれる。*Millerella kanmerai* は比較的大型で，D. ZELLER (1954) が北米の Chesterian から記載した，*M. tortula* などに近い。*M. bigemmicula* は小型で，形態に変異が多いが THOMPSON (1948) が Texas の Powwow canyon, Colorado, Utah の Belden formation などから報告した，*M. inflecta* などに近縁である。*M. discoidea* は薄い円板状をなし，著しく外巻きである。これら *Millerella* のなかで，*M. kanmerai*, *M. bigemmicula* の2種が特徴的である。この鬼丸型珊瑚を含む石灰岩は厚さ 25 m は認められるが，下限は断層で不明である。

この鬼丸型珊瑚石灰岩の上位に灰白色の部分的に砂質または，oolite の発達した石灰岩が重なる。これからは珊瑚化石を見出していないが，次のような紡錘虫を産する。*Millerella bigemmicula* IGŌ (MS), *M.* cfr. *marblensis* THOMPSON, *M.* sp., *Nankinella* cfr. *plummeri* THOMPSON, *Pseudostaffella kanumai* IGŌ (MS)。なかでも多産するものは，*Millerella bigemmicula*, *Pseudostaffella kanumai* の2種で，この化石層を特徴づけている。この化石層と下位の鬼丸型石灰岩とは岩質上著しい差異があるばかりでなく，珊瑚化石が全くなくなること，*Pseudostaffella* が多産することなどという大きな差異が認められる。*Pseudostaffella kanumai* は小型球形で，chomata が

---

* すでに矢部 (1949)・鳥山 (1954a) などが注意したように，同学の間で化石帯について二様の解釈があるが，筆者の化石帯は THOMPSON などが用いているものに等しい．

** 以下はすべて未記載であるが，近い将来記載が発表されるであろう．

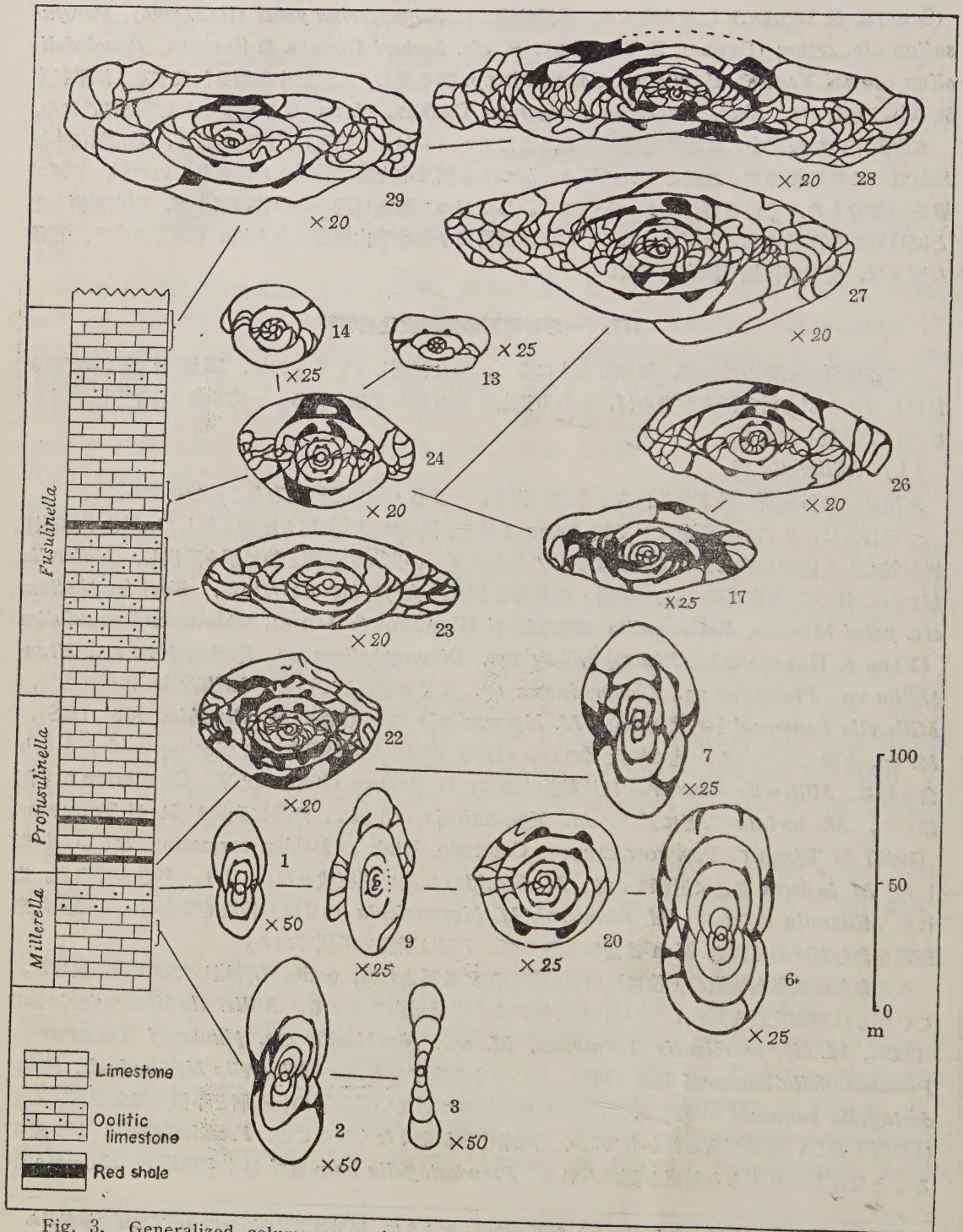


Fig. 3. Generalized columnar section of the lower part of the Ichinotani formation, showing the typical fusulinids. The numerals after or below each figured species corresponds to those given in Table 1.

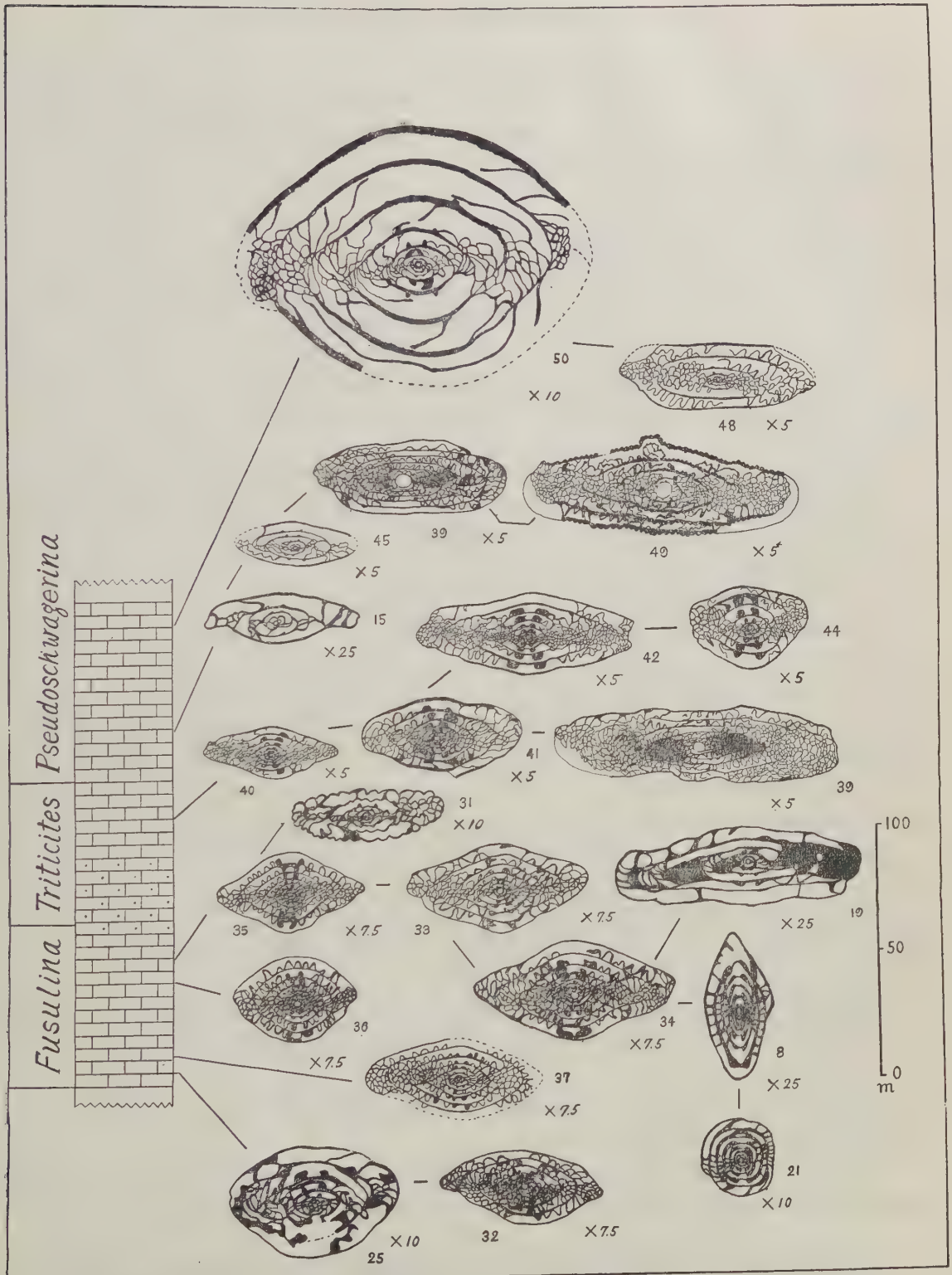


Fig. 4. Generalized columnar section of the upper part of the Ichinotani formation and lower part of the Mizuyagadani formation. The numerals after or below each figured species corresponds to those given in Table 1. For explanation of lithologic symbols see Fig. 2.

良く発達し，genotype の *P. needhami* (THOMPSON) に近縁である。

これら化石層の上限近くから，きわめて稀であるが，*Profusulinella* が出現しはじめる。筆者は *Profusulinella* の最初の出現をもつて *Profusulinella* 帯としたので，鬼丸型珊瑚を含まない *Millerella* 帯は，一の谷でわずかに厚さ 20 m である。

福地部落北方の石灰岩の大きな露出はかつてゴトランド系最下部に属するものとされていたが，筆者はこの石灰岩の下限近くから，次の化石を得た。*Millerella bigemmicula* IGŌ (MS), *M.* sp., *Paramillerella gifuensis* IGŌ (MS), *Nankinella* cfr. *plummeri* THOMPSON, *N.* sp., *Staffella* sp., *Pseudostaffella kanumai* IGŌ (MS)。この化石層は，おそらく一つの谷で見られる *Millerella* 帯の最上部に比較されるものであらう。*Paramillerella gifuensis* は *M. gigantea* KANMERA, *Paramillerella inflata* (THOMPSON) などに近いが，より大型である。

以上のように，*Profusulinella* を混えない *Millerella*, *Pseudostaffella* などで特徴づけられる動物群を *Millerella* 帯として取扱つておく。なを本帯が次の 2 つの亜帯に分けられることは，明らかである。すなわち，

下部: *Millerella kanmerai* 亜帯; *Millerella kanmerai, M. discoidea, M. bigemmicula, M.* sp.

上部: *Millerella bigemmicula-Pseudostaffella kanumai* 亜帯; *Millerella bigemmicula, M.* cfr. *marblensis, M.* sp., *Paramillerella gifuensis, Nankinella* cfr. *plummeri, N.* sp., *Staffella* sp., *Pseudostaffella kanumai.*

(2) *Profusulinella* 帯

一の谷層群で最初に *Profusulinella* が出現するのは，露出するかぎりの下底から厚さにして約 45 m の層準である。ここでは，*Profusulinella* はきわめて少数であるが，この層準より厚さにして 6 m 上位の黒色砂質石灰岩 (厚さ 0.5 m) からは，豊富に産出する。この化石層は次のようなものからなる。*Millerella* sp., *Paramillerella manabui* IGŌ (MS), *Pseudostaffella* sp., *Profusulinella fukujiensis* IGŌ (MS)。このなかで圧倒的に *P. fukujiensis* が多い。本種は LEE と CHEN (1930)が南京山地から報告した *P. parva* や, *P. copiosa* THOMPSON などによく似た種である。*Paramillerella manabui* は，*P. advena* (THOMPSON) に近いがより大型である。

上記の *Profusulinella* を多産する石灰岩の上位には，先に述べたチヤートの角礫からなる礫岩や，赤色頁岩などが発達し，化石を含む石灰岩がない。

一の谷北東側山腹の高位置にある木馬道のルートや，福地部落北方の崖などにも，*Profusulinella fukujiensis* を産する。また一重ガ根禅通寺裏の石灰岩にも同様に *Profusulinella* の動物群が存在する。ここは，かつてゴトランド系とみなされていた。

Profusulinella 帯は最近鳥山隆三 (1953, 1954a) により，秋吉石灰岩から報告されている。鳥山は共存する化石として，特異な *Akiyoshiella* を記載したが，まだこの付近でこの属は発見されていない。

筆者は *Profusulinella* の最初の出現*から *Profusulinella* 帯としたが，これと *Millerella* 帯との境にはなんらの間隙を認める事は出来ない。

本地域の *Profusulinella* 帯は，小型の *P. fukujiensis* で特徴づけられ，他の共存化石は随伴的に過ぎない。下底は，*Millerella bigemmicula-Pseudostaffella kanumai* 亜帯の上限と一致する。

---

* 前に *Profusulinella* が鬼丸型珊瑚と共存するように述べたことがあるが (1955 年総会) その後，再検討の結果，*Profusulinella* としたものは，薄片の方向が悪く，しかも 1 ケ体であるので疑問があり，除外しておく．*Pseudostaffella* である可能性も大きい．

本帯を亜帯に細分する事は出来ない。

（3） *Fusulinella* 帯

この化石帯は，一の谷で *Profusulinella* 帯の上位に発達するが，これとの境界付近は露出がきわめて悪くて，下限を論ずることは出来ない。他のルートでも同様に，これについては詳細は判明していない。

一の谷で最初に *Fusulinella* が出現するのは，灰白色で部分的には赤色の鮪状石灰岩で，下底から厚さにして 125 m の層準である。ここから *Fusulinella kamitakarensis* Igō (MS) が産するが，個体数は少ない。この石灰岩は厚さ 50 m あるが，その中上部からは，*Fusulinella kamitakarensis* に伴って，*Staffella powwowensis* Thompson が産出する。この石灰岩の上限近くには，赤色頁岩・淡緑色凝灰岩の薄層が発達する。

この石灰岩の上位には厚さ 2 m の黄色，または黄灰色石灰岩があり，化石が密集して含まれる。この化石は外形が破損されたものが多いが，保存は良い。ここからは，*Eoschubertella lata* (Lee & Chen), *E. obuscure* (Lee & Chen), *Fusiella typica* Lee & Chen, *Fusulinella bocki* var. *asiatica* Igō (MS), *F. jamesensis* Thompson, Pitrat & Sanderson, *F. pseudobocki* (Lee & Chen), *F.* sp. A を識別している。なかでも多いのは，*F. bocki* var. *asiatica*, *F. pseudobocki* である。前者は従来日本各地および，東亜各地* から，*F. bocki* として報告されたものの一部を含むもので Thompson (1945) の topotype の再究や Möller (1878) の原記載などから *Fusulinella bocki* を吟味した結果判明した変種であるが，将来は種としてあつかつて差支えないものであろう。

この黄色石灰岩の上位には，*Bradyna* などの有孔虫類が多く，紡錘虫の産出の少い厚い石灰岩が重なり，さらにその上位には角礫質の石灰岩があり，赤色頁岩が角礫の間をうめている。これからは珊瑚が多産し，*Fusulinella bocki* var. *hidensis* Igō (MS) が少数共産する。本種は *F. bocki* var. *asiatica* よりもずつと大型で，かつ form ratio が小さい。この種は，一の谷で産する最後の *Fusulinella* である。

次に一の谷北東側山腹の木馬道のルートでは，露出が点々と続くといつた程度であるが，一の谷同様，*Fusulinella kamitakarensis* を産する層準があり，この上位に沢山の珊瑚を産する石灰岩がある。かつて，亀井が二疊系とされた，*Cystopora manchurica* forma *kikawai* (Yabe & Hayasaka), *Arachnastrea* cfr. *molleri* Stuckenberg), *Polythecalis yangtzensi shidaensis* Kamei (MS) などはこの層準から産したものらしい。筆者はこの他に，*Caninia*, *Dibunophyllum*, *Koninkophyllum* などを得ているが，まだ充分研究が進んでいない。なおこの珊瑚石灰岩から，多くの *Fusulinella* sp. A, *F.* sp. B などを得た。また個体数はこれらに劣るが，*Fusulinella* cfr. *gracilis* Kanmera を識別した。*F.* sp. A は *Fusulinella* としては大型で円筒状を呈し，新種らしいが，材料が不充分であるので種名は与えていない。*F.* sp. B は恐らく，*F. biconica* (Hayasaka) であろう。*F. gracilis* Kanmera は榊米良 (1954) が，矢山岳で *Fusulina* と共存し *Fusulinella* のなかで最も進んだものとして報告したが，本地域では，それに比較されるようなものが，*Fusulinella* 帯から産出する。この点は大変興味があり，両地域の *Fusulina* 帯を比較するのに役立つ。

この *Fusulinella* や珊瑚を産する石灰岩から，厚さにして 25 m 上位に *Fusulina* 属が出現する

---

* 藤本治義の中国・朝鮮の採集品なども検討する機会を得たが，Möller (1878), Thompson (1945) などが図示したものに良く一致するものもある．一応 form ratio が比較的大きく，chomata の発達の悪いものを，*F. bocki* var. *asiatica* としておく．

が，この中に *Fusulinella* がきわめて稀に共存する。この部分を筆者は *Fusulina* 帯に含めた。

この木馬道のルートのさらに上方の山腹にも少さな山道があり，これに露出が点々と続く。木馬道との分岐点から，道沿いに東方 40 m 付近の小露出から，*Fusulinella* sp. A, *F. jamesensis* Thompson, Pitrat & Sanderson などが豊富に産する。これとおおむね同一層準と考えられるものが，この山道沿いに点々と続く。これは E—W 方向の断層で，一の谷や木馬道に見られる *Fusulinella* 帯に相当する地層がくりかえしているものであろう。

つぎに，水洞谷であるが，この谷は地層の走向に平行に延びているために，谷に沿つて見ると，略同一層準を追うことになるが，赤色頁岩がよい鍵層となり，N—S 方向の小断層で，少しずつずれている様子がよくつかめ，*Fusulinella*, *Fusulina* 両化石帯が発達している事が観察される。この谷の入口から約 150 m 上流の地点で，灰白色の塊状石灰岩が露出し，ここから *Eoschubertella lata*(Lee & Chen), *E. obscure* (Lee & Chen), *Fusulinella bocki* var. *asiatica* Igō (MS) が豊富に産出する。この層準より厚さにして 5 m 上位からは，*Fusulinella* sp. A が共存し，これが非常に豊富になつてくる。この上位は，厚さ 10 m の化石未発見部分をへだてて，*Fusulina* が出現する。以上が水洞谷の *Fusulinella* 帯の化石内容であるが，ここでは下部の *Fusulinella kamitakarensis* Igō (MS) が見つかつていない。これを含む石灰岩は，谷の南方山腹に発達していると予想されるが，露出を発見していない。

水屋ガ谷では，二畳系の水屋ガ谷層と断層で接して，*Eoschubertella obscure* (Lee & Chen), *Fusulinella* sp. A を含む石灰岩が発達するが，化石内容は貧弱である。

以上この地域の *Fusulinella* 帯をまとめると，次のように 2 つの亜帯に分けられ，またその構成種は次のようである。

下部: *Fusulinella kamitakarensis* 亜帯; *Staffella powwowensis, Fusulinella kamitakarensis.*

上部: *Fusulinella bocki* var. *asiatica* 亜帯; *Eoschubertella lata, E. obscure, Fusiella typica, Fusulinella bocki* var. *asiatica, F. bocki* var. *hidensis, F. pseudobocki, F. jamesensis, F.* cfr. *gracilis, F.* sp. A, *F.* sp. B.

本帯は当地域では，かなり広く分布するが，下限は充分観察を欠く。しかし *Profusulinella* 帯とは恐らく，間隙なく連続するものであろう。*Fusulinella kamitakarensi* 亜帯は一の谷以外ではあまり明瞭でないがこの点は将来の研究にまつ。

(4) *Fusulina* 帯

勘米良 (1952*a*) が矢山岳から報告して以来，注目を集めた化石帯であるが，本地域でも *Fusulinella* 帯の上位に認められる。模式的なのは水洞谷上流である。一の谷では，化石を産する石灰岩の露頭がなく，断層でこの部分が欠けているのか，または露出していないのか明確でない。先にのべた木馬道のルートでも露出は貧弱である。一の谷でも，転石中に水洞谷に露出するような，化石の多産する石灰岩があり，山腹に発達している可能性はあるが，再々の精査にもかかわらず，露出はつかんでいない。

水洞谷では，*Fusulinella* 石灰岩の上位に灰白色石灰岩があり，この中にはじめて *Fusulina* が出現する。この石灰岩は部分的に oolite が発達し，石灰藻が多い。これから次のような種を識別した。

Ozawainella angulata (Colani), *Fusiella typica* Lee & Chen, *Fusulinella* sp., *Fusulina* sp. A.

このなかで，特徴的なのは *Fusulina* sp. A であるが，殻の外側が溶かされたものが多く，種の同定は控えたが，form ratio が大であり，septa の褶曲などから，*Fusulina konnoi* (Ozawa),

F. quasicylindrica (Lee) などに近縁のものと判断される。

この層準から厚さにして25m上位の層準に珊瑚が多い灰色石灰岩が露出する。これから *Fusulina* cfr. *girtyi* (Dunbar & Condra) が出る。本種は北米の Midcontinent 地方の Desmoinesian に最も普通の種で，丸型で septa の規則的な褶曲で特徴づけられている。ここのものは北米から報告されているものより，やや小型である。

この上位に黒色不純石灰岩（厚さ5m）があり，これには実に多くの化石が密集して含まれている。しかし，この水洞谷の化石はやや変形したものが多いが，一の谷の転石から得た同様な石灰岩中の紡錘虫は全く保存がよい。この層準から次のようなものを識別した。

Ozawainella angulata (Colani), *Fusiella typica* Lee & Chen, *F. paradoxa* Lee & Chen, *F. hayashii* Igō (MS), *Pseudostaffella quadrata* (Deprat), *Hidaella kameii* Fujimoto & Igō, *Fusulina lanceolata* (Lee & Chen), *F. ichinotaniensis* Igō (MS), *F. schellwieni* (Staff), *F.* sp. B.

このなかで，とりわけ多いのは *Fusulina* で，筆者が多数の薄片を調べたところでは，*Fusulinella* に入るようなものはいまだ1個体も認めていない。

Fusiella hayashii は本属としては大型で，*F. rawi* (Lee)* に近似する。なお周知のように，*Ozawainella angulata*, *Pseudostaffella quardrata*** は，日本および東亜各地の中部石炭系に最も普通に産するものである。*Hidaella* は藤本と筆者ですでに報告したように，*Fusulinella* の著しく特殊化したものである。このようなものが，*Fusulina* と共存することは，注目に価する。*Fusulina lanceolata* は黄竜石灰岩から記載され，日本でも鳥山によって四国から，小西健二が福井県石徹白村からそれぞれ報告した。*F. ichinotaniensis* は比較的大形で，丸味を持つた殻を有する。*F. schellwieni* は Staff が古く Donetz 盆地から報告したもので，原記載は非常に不充分であるが，本地域のものは，中国各地から報告されたものとはよく一致する。

この *Fusulina* 石灰岩の上位は，oolite のよく発達した特徴的な石灰岩が重なる。

一方，木馬道のルートでは，先に述べた，*Fusulinella* cfr. *gracilis* などを含む石灰岩から厚さにして25mの化石未発見，未露出部分をへだてて，灰色または，黄灰色の石灰岩が発達し，これから次のような化石を見出した。

Eoschubertella sp., *Fusiella typica* Lee & Chen, *Fusulinella bocki* var. *hidensis* Igō (MS), *Fusulina fujimotoi* Igō (MS)

とりわけ多いのは，*F. fujimotoi* で，他は全く随伴的なものである。*F. fujimotoi* は本地域の *Fusulina* では最も小型であるが，septa の褶曲はかなり強い。この層準は *Fusulinella* と *Fusulina* が共存することから見て，*Fusulina* 帯の最下部ではあるまいか。この層準と水洞谷の *Fusulina* sp. A を産する層準と直接上下を判断する資料はないが，*Fusulina fujimotoi* の方が，やや下位のものであろう。この化石層は他のルートでは未発見で，将来の研究がまたれる。

以上 *Fusulina* 帯をまとめて見ると，次のように2つの亜帯に分けられることは，化石群の上から明らかである。

下部: *Fusulina fujimotoi-Fusulina* sp. A 亜帯; *Ozawainella angulata*, *Eoschubertella* sp., *Fusiella typica*, *Fusulinella bocki* var. *hidensis*, *F.* sp., *Fusulina fujimotoi*, *F.* sp. A.

上部: *Fusulina lanceolata-Fusulina ichinotaniensis* 亜帯; *Ozawainella angulata*, *Fusiella typica*,

---

* 本種を *Wedekindellina* と見る学者も多いが，これは明らかに *Fusiella* である．この点はすでに Lee, Chen が注意した (1930) p. 107 参照.

** 従来東亜で *Pseudostaffella spheroidea* (Möller) とされたものである.

F. paradoxa, F. hayashii, Pseudostaffella quadrata, Hidaella kameii, Fusulina lanceolata, F. ichinotaniensis, F. schellwieni, F. cfr. *girtyi, F.* sp. B.

両亜帯を比較して，著しい相違は，上部に *Fusulina* 属の種が多くなること，特種な *Hidaella* が混つて来ること，*Fusulinella* 属が全く見られないこと，*Fusiella* で進化した *F. hayashii* が多くなり，そして *Pseudostaffella* が多産することなどである。

Fusulinella 帯との境に，層序上の間隙は今のところ認めることが出来ない。なお本地域では，勘米良が行つたような手段で，化石帯相互の間の間隙を知ることは不可能で，もし行うとはなはだ危険な結論に至る可能性が大きい。

(5) *Triticites* 帯

本帯は，石炭系・二畳系の境界問題にまつわる化石帯で，長らく問題にされた化石帯であることは周知の通りである。

本地域では，化石内容はきわめて豊富であるが，露出がやや貧弱であるのは残念である。

一の谷では，上流の炭焼小屋から下流に約 15 m 下つた谷底に，黒色不純石灰岩が発達する。同様なものが，山腹に追跡される。木馬道のルートでは，この石灰岩が道沿いに露出するが，これは，E—W 方向の断層が，一の谷と木馬道の間に想定され，これによつて繰りかえして露出しているものと判断される。

この黒色不純石灰岩は，ほとんど化石のみからなるような部分を含み，実に豊富に化石を産するが，厚さはわずかに 3～5m 程度のものである。

これより次のようなものを識別した。

Quasifusulina cfr. *longissima* (Möller), *Triticites exsculptus* Igō (MS), *T. hidensis* Igō(MS), *T. nevatus* Igō(MS), *T. fujimotoi* Igō(MS), *Triticites sakagamii* Igō(MS), *T.* sp. *Q.* cfr. *longissima* については Schellwien (1908) が図示したものと東亜のものは，種々の点で異つているが，この点は検討中である。圧倒的に多い *T. exsculptus* は小型で septa の褶曲も弱いが，chomata はよく発達している。同様に多産する，*T. hidensis* はやや大型であるが，種々の点で明らかに前者と区別される。*T. fujimotoi* はかなり進んだ形態を有し，殻も細長く大型であるが，chomata はよく発達し，内側で密に巻く。*T. nevatus* は *T. exsculptus* に近似したものである。*T. sakagamii* は丸型で特殊なものである。以上のうちで，*Quasifusulina*，大型の *Triticites* は比較的上位の部分に多いが，このような薄い石灰岩であるので，略々同一層準と見ておく。

この *Triticites* 石灰岩には，全く *Pseudoschwagerina* は含まれていない。*Triticites* 属について，全般的な特徴は chomata の著しい発達と，初期にきわめて密に巻くことなどである。このような *Triticites* は，従来日本及び東亜から知られている下部二畳系のものとは大いに異つた性質である。日本の下部二畳系に最も普通に知られている *T. montipara** などが福地の上部石炭系中に全く認められていない点を強調しておく。

水洞谷では，一の谷，木馬道とやや岩質は異るが，同様に，*Triticites exsculptus, T. hidensis* などを含む黒色石灰岩が転石で知られている。これは *Fusulina* 石灰岩の上位に発達していると考えられるが，明確な露出は確認していない。

以上に述べたように *Triticites* が密集して産する石灰岩は，厚さにしてわずかに 3～5 m 足らず

---

* 小沢儀明以来使いなれた名称ではあるが，日本のものはウラルから Möller (1878) や Schellwien (1908) が図示したものとは全く別種であろう．これによつてソ連の Uralian と対比をするなどという事はさけなければならない．

のものであるが，この石灰岩の下部には *Chaetetes* が密集し，紡錘虫を含まない石灰岩・鮫状石灰岩などがあり，この部分をも含めて，*Triticites* 帯としておく。下位の *Fusulina* 帯との関係については，化石が連続的に産しないために不明瞭であるが，一応層序上の間隙はないものと見ておく。

本帯の下部に相当する部分から，今後もつと簡単な *Triticites* があるいは見つかるかもしれないが，現在は未発見である。簡単な形態を有するものがないからといつて，すぐに，faunal break，または両帯の間を不整合と断定するのは早計であろう。

（6） *Pseudoschwagerina* 帯

水屋ガ谷層を代表する化石帯で，本地域でかなり広く分布する。なかでも水屋ガ谷・高谷下流などで最も良く観察される。

水屋ガ谷では断層で *Fusulinella* 帯の上に直接接する。こゝでは，下部は *Triticites* sp. を多産する。上部は *Pseudoschwagerina morikawai* Igō (MS) がきわめて多く産する。下位の *Triticites* は種の同定に至つていないが，*Triticites simplex* に近い。*Pseudoschwagerina* が多産するのは，石灰岩の上限近くでこゝから，*Triticites* sp., *Quasifusulina* cfr. *longissima* (Möller), *Pseudoschwagerina morikawai* Igō (MS) などが産出し，とりわけ *Pseudoschwagerina morikawai* は密集して多産し，他は全く随伴的である。本種は，*P. aequalis* Kahler & Kahler, *P. mongthensis* (Deprat) などに良く似ている。本地域の *Pseudoschwagerina* はみなこの型のものばかりである。

一の谷では，先に述べた *Triticites* を含む黒色石灰岩から，厚さにして 5 m の未露出部分をへだてゝ，灰色石灰岩が露出し，この中に次のような化石が含まれている。*Schubertella kingi* Dunbar & Skinner, *Triticites* sp. しかしこのなかから，きわめて少数ではあるが，*Pseudoschwagerina* の破片を見出した。これが，*Pseudoschwagerina* が最初に出現する層準である。こゝのものは，すべて破片ではあるが，*Pseudoschwagerina* である事は疑いない。この上位が貝殻様破片を含む石灰岩で，これからは紡錘虫は見出していない。

一の谷と木馬道が合する附近からは*，次のような化石を産する。

Schubertella kingi Dunbar & Skinner, *S. masoni* Thompson & Hazzard, *Triticites kagaharensis* Fujimoto, *T. simplex* (Schellwien), *T.* sp., *Pseudoschwagerina morikawai* Igō (MS) .

このなかで特に多いものは，*Schubertella*, *Triticites* であり，*Pseudoschwagerina* は少ない。こゝの *Triticites* は未定種が多いが，一般に chomata は小型で，最初の巻きがゆるい。殻の大きさは比較的小型なものが多く，keriotheca が粗である。

また一の谷の支沢左又沢では入口から距離にして，30 m 上流附近の南側山腹に灰色石灰岩が露出し，これに，*Quasifusulina* cfr. *longissima* (Möller), *Triticites* sp., *Pseudoschwagerina morikawai* Igō などが含まれる。

木馬道では，黒色 *Triticites* 石灰岩の上位に *Quasifusulina* cfr. *longissima* の多い同様の石灰岩があり，距離にして 3 m の未露出部分をへだてゝ，貝殻様断面の多い石灰岩が，わずかに露出する。この部分は他のルートとの関係から確実に *Pseudoschwagerina* 帯である。この石灰岩の上位に，*Rugosofusulina alpina* var. *nipponica* Igō (MS) が密集した黒色石灰岩が重なる。そして化石を含まない石灰岩が厚さ 15 m あつて，一の谷と合し，前に述べた *Schubertella*, *Triticites* 石

---

* 亀井はここから *Pseudoschwagerina schellwieni* Hanzawa を報じたが，筆者は未だ認めていない．本種は平湯峠西方で，*Pseudofusulina vulgaris* などと共存している．

灰岩に続く。

次に高谷であるが，この沢の入口附近は水尾ガ谷と同様な岩質の石灰岩の大きな露出があり，きわめて多量の *Pseudoschwagerina* を産出する。こゝから次のような化石を得ている。

Schubertella kingi Dunbar & Skinner, *Triticites* sp., *Quasifusulina* cfr. *longissima* (Möller), *Schwagerina* sp., *Pseudoschwagerina morikawai* Igō (MS).

この層準から厚さにして 20 m 下位には，一の谷などに見られる貝殻様断面の多い石灰岩が発達し *Quasifusulina* cfr. *longissima* (Möller), *Rugosofusulina alpina* var. *nipponica* Igō (MS) などが稀に見つかる。この高谷石灰岩は *Pseudoschwagerina* 帯の大部分に相当する。

一重ガ根東方の山腹でも *Quasifusulina* cfr. *longissima* (Möller), *Q. tenuissima* (Schellwien), *Pseudoschwagerina morikawai* Igō (MS) を含む石灰岩があるが，露出が悪くて層序上の位置を明らかにする事は出来ない。

以上本地域の *Pseudoschwagerina* 帯をまとめて見ると，次のようになる。

下部: *Schubertella kingi, S. masoni, Quasifusulina* cfr. *longissima, Triticites kagaharensis, T. simplex, T.* sp., *Pseudoschwagerina morikawai, Rugosofusulina alpina* var. *nipponica*.

上部: *Schubertella kingi, Quasifusulina* cfr. *longissima, Q. tenuissima, Triticites* sp., *Pseudoschwagerina morikawai, Rugosofusulina alpina* var. *nipponica, Schwagerina* sp.

下部は *Schubertella, Triticites* が特に多く *Pseudoschwagerina* は全く随伴的に過ぎない。これに反し上部は逆の関係になり，*Pseudoschwagerina* が圧倒的に多くて，他の属種はきわめて少くなる。*Triticites* 帯とは，化石群の上から，両者がはつきり区別される事は問題はない。層位学的関係などについては後に述べる。

IV. 化 石 帯 の 対 比

前章で論じたように，本地域の紡錘虫化石帯は 6 化石帯がみとめられ，それぞれ豊富に紡錘虫を産する。これらの化石帯の対比を行い，一の谷層群の時代について，述べて見たい。

紡錘虫類が汎世界的な対比に充分役立つ事は，広く認められている事であり，特にその属の出現，消滅は地層対比の目安に用いられる事は，こゝにあらためて述べる必要のないことであろう。

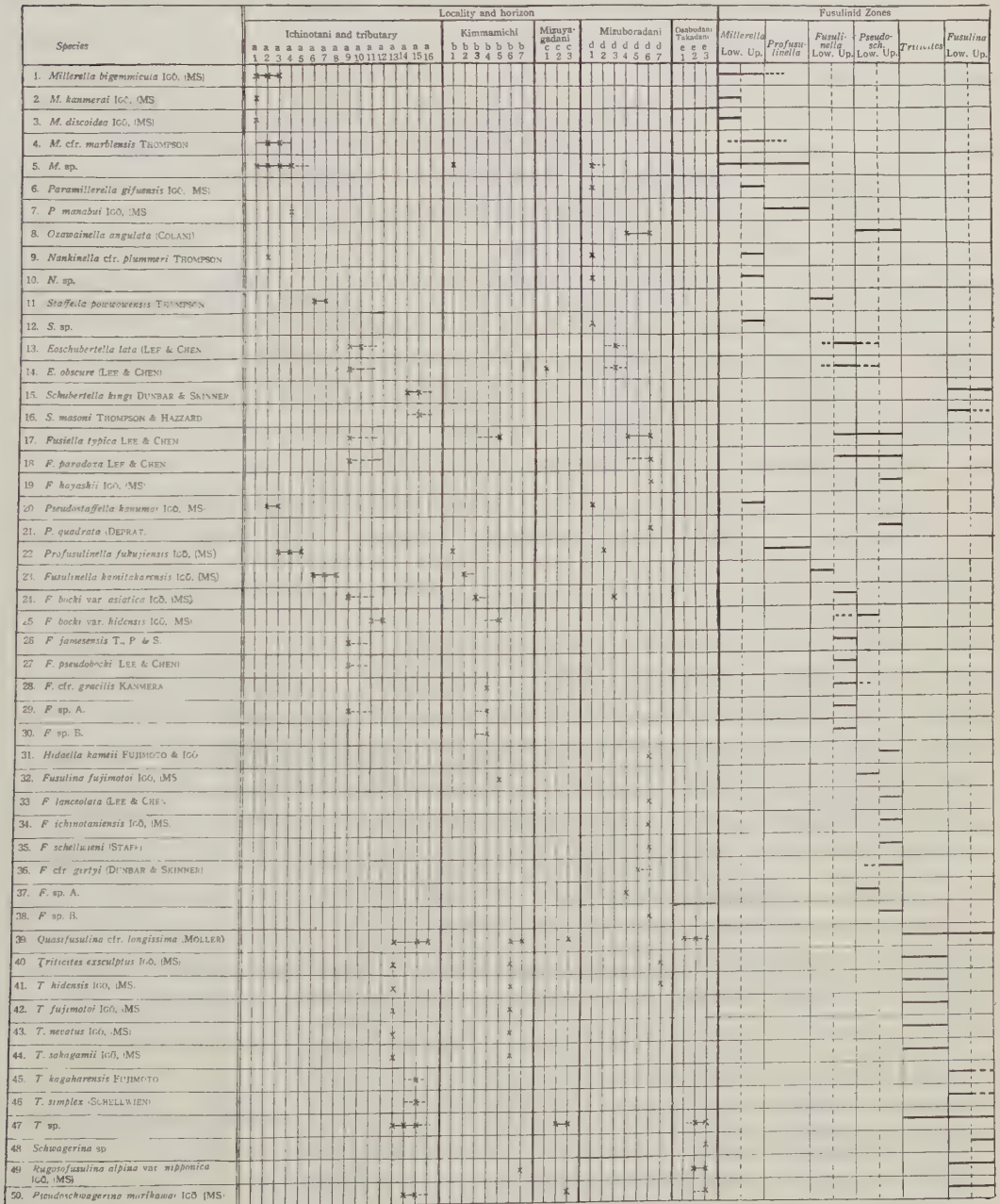
Millerella 帯は，紡錘虫で最も原始的と云われる *Millerella* で特徴づけられ，Thompson (1948), Cooper (1947), Zeller 夫妻 (1950, 1953) などの最近の研究によれば，この属は上部 Mississippian の Chesterian の中頃から出現し，Pennsylvanian の下部 Ardian に最も多いことが知られている。Chesterain からは，他の紡錘虫化石の共存が報告されていないが，Ardian からは，*Nankinella, Eoschubertella, Pseudostaffella* などの原始的なものが産出する。

先に述べたように，本帯の下部には，南支の *Yuanophyllum* 帯に最も普通な珊瑚が共存し，これが鬼丸統に対比され，upper Viséan に相当することは疑いがない。一方紡錘虫からは，本地域の *Millerella* が，北米の Chesterian から報告されたものと共通種こそないが，かなり類似性があること，また他の進んだ属が見られないことから，これを Chesterian に対比しておく。最近矢部 (1949)，勘米良 (1952b) などが図示したものと，共通種はないが，未定種のなかにかなり近縁のものがある。*Millerella kanmerai* 亜帯は，以上述べたように，鬼丸統に対比され，upper Viséan に，また Chesterian* に相当するものである。

上部の *Millerella bigemmicula-Pseudostaffella kanumai* 亜帯は，日本では，始めて確認された化石帯であるが，その化石内容から，北米の Ardian に対比されることは当然考えられる。特に

* Moore (1948) によると Chesterian は上部 Viséan と下部 Namurian に相当するとのことである.

Table 1. Check list of the fusulinids from the Ichinotani group, and theie stratigraphical distribution.



Texas の Llano Uplift, New Mexico の Green Canyon group, Kansas の Keany formation などの *Profusulinella* などが出現しはじめる付近の層準，すなわち *Millerella* に伴つて，*Nankinella, Pseudostaffella* などの primitive なものが混在してくる様子と良く似た関係が見られる。北米の Ardian は，Springeran, Morrowan の2つの stage に分けられているが，現在では stage までの対比は不可能である。一応この亜帯を Ardian に対比しておく。またこれはソ連の Bashikirian の一部に対比されるであろう。

Profusulinella 帯は，北米では Oklan の下部，Atokan の下半部を占めており，*Profusulinella* 属の生存期間で定められている。そして *Profusulinella* と *Fusulinella* とは共存している例を聞いていない。ソ連では，*Profusulinella* は "Moscovian" の下部から産し，東亜では，南京山地の黄竜石灰岩などから知られており，鳥山は秋吉石灰岩の最下部から報告した。

福地では北米同様 *Profusulinella* と *Fusulinella* とは全く共存していない。*Millerella, Paramillerella* が共存していて，この中に北米の Ardian に知られているような種に近いものがある点は興味があるが，*Profusulinella* の出現を重要視しておく。本帯をひとまず，北米の *Profusulinella* 帯と同様なものと考え Atokan の下部に対比しておく。また秋吉の特徴種 *Akiyoshiella* こそ知られていないが，鳥山 (1954a) の Cmα に対比することも問題はない。

Fusulinella 帯は従来東亜各地から知られていた動物群で，Moscovian の大部分に相当するものであろう。*Fusulinella* 属は北米では，Atokan の上部から Desmoinesian の中頃まで，ソ連では Moscovian の大部分にわたつて生存しているようである。最近北米西岸地域の研究が進んで来たが，British Columbia などから報告された，*Fusulinella* 帯と日本のものがかなり類似性がある点は非常に興味のあることである。

東亜では，本溪統・黄竜石灰岩・紅店統の大部分が本属で特徴づけられている事は周知のとおりである。

福地では，下部は簡単な *Fusulinella kamitakarensis*，上部では *Fusulinella* cfr. *gracilis*, *F.* sp. A や *F. biconica* に近い *F.* sp. B などと，かなり高等なものまで知られており，これは，鳥山が報告した秋吉の *Fusulinella* 帯と同様な関係を有するもので，注目に価する。

動物群全体の様子は黄竜石灰岩とよく類似する。本地域の *Fusulinella* 帯は，北米の Atokan の上部，ソ連の Moscovian，秋吉の Cmβ，東亜各地の中部石炭系に対比される。

こゝで問題となることは，従来 *Fusulinella* 帯とされていた長岩統である。模式地の長岩統を最近研究した小貫義男・山田弥太郎によると，本統が *Millerella-Profusulinella* 帯に相当するようである。いずれにしても，北上山地で知られた長岩統の紡錘虫化石内容は貧弱であるので，筆者は *Millerella bigemmicula-Pseudostaffella kanumai* 亜帯から *Fusulinella* 帯の上限までを上宝統として定義し，従来の長岩統から区別しておきたい。すなわち北米の Ardian から Atokan に相当する部分である。今後さらにこの上宝統を2つ，ないし3つの統，または階に分ける必要が生じるであろうが，現在のところ一応この名を提唱しておく。

Fusulina 帯は東亜および日本ではこれまで不明瞭であつた。勘米良の研究はこの問題に関して大きな進歩をもたらしたものである。

Fusulina は北米では Desmoinesian を特徴づけ，ソ連では Moscovian の上部に多い。東亜では，*Fusulinella* と共存して，かなりの種* が知られている。

* 藤本の東亜各地の採集品で *Fusulina* と *Fusulinella* が同一薄片中に共存する例がかなりあるが，これらの多くが，*Fusulina konnoi* 型の *Fusulina* である.

勘米良が矢山岳から報告した *Fusulina* は福地のものより，形態上かなり進んだものからなり，*Quasifusulina* に近い。しかしながら，福地のものとすぐ上下関係を論ずることには注意を要する。なぜなら，矢山岳の *Fusulina* 帯から報告された *Fusulinella gracilis*, *F.* sp. に近似したものが，福地では *Fusulinella* 帯の上部のみから産するし，明らかな層位学的関係は確かめられないが，*Triticites* 帯によつておゝわれ，また下部を除いては，*Fusulinella* に属すべきものはなく，特殊化した *Hidaella* が共存するなどの諸事実があるからである。そこで，多少の上下関係はあつたにしても，矢山岳の *Fusulina* 帯と同様なものと考えて差支えあるまい。

本地域の *Fusulina* 帯は汎世界的な意味の *Fusulina* 帯に相当し，Desmoinesian, Moscovian 上部に対比される。1 つの stage にすぎない Desmoinesian の上・下までの対比，すなわち substage まで論ずることが，汎世界的に可能であるか否か問題で，よほど特別な場合でないかぎり不可能であろう。

勘米良は *Fusulina* 帯に対して粟木統を提唱したが，福地の本帯もそれに正しく対比されるものであろう。

Triticites 帯は上部石炭系を代表するが，属としての生存期間は初期二畳紀に及ぶ。北米では，Missourian, Vergilian の 2 つの stage を合せた Kawvian を代表し，ソ連では 3 つの stage からなる Uralian に相当する。そしてこれらは地層も厚く，多くの種から構成されているのに比べると，本地域のものが貧弱である事は否めないが，日本列島では珍らしく化石内容が豊富である。本地域の *Triticites* が北米の Kawvian や，ソ連の Uralian から報告されたそれと，きわめて類似性がある事はすでに述べた通りで，上部石炭系のものである事は疑いの余地がない。

勘米良が矢山岳から報告したものや，鹿沼の大原層，森川 (1953) の中津川などの *Triticites* は，原始的な形態を持つたものが多いようである。福地ではやゝ簡単な形態の *Triticites exsculptus* と，より進んだ型の *T. fujimotoi* などが，ほゞ同一層準から共産するのである。もし勘米良 (1952a) が述べたように，矢山岳の氷川統の上部が欠除しているとすれば，本地域のものが，この欠除した部分に相当することが予想される。しかしながらこれを結論づけることは差控えておく。なぜなら，*Triticites* の形態上の差異が *Fusulina* と同様地域差，または系統発生の違いなどでも説明出来ないこともないからである。

筆者は最近各地から報告された *Triticites* 帯のすべてが氷川統のものとは考えていないが，鹿沼の大原層などは隣接地域として，同様な性質を有するものであろう。

Pseudoschwagerina 帯は北米の Wolfcampian, ソ連の Sakmarian にあたり，下部二畳系を代表するということは今日では常識となつている。

一の谷層群の *Pseudoschwagerina* 帯の下部には *Schubertella*, *Triticites*, *Quasifusulina* *Rugosofusulina** などが多く，*Pseudoschwagerina* を見出すのに苦労する状態であるが，上部は全く逆の関係になるということは前に述べた通りである。同様な関係が勘米良の鳥山などによつても報告されている。鳥山によると，秋吉では *Pseudoschwagerina* 帯は 2 分され，*Triticites simplex*, *Pseudofusulina vulgaris* の 2 つの亜帯からなり，前者からは *Pseudoschwagerina* の産出が少いようであるが，*Pseudoschwagerina mongthensis* が *Triticites* に混つて少量産出するとのことである。このように，一般に日本の最下部二畳系には *Triticites* が *Pseudoschwagerina* より量的に多いことが各地で明らかになつて来ている。そこで *Pseudoschwagerina* が量的に少ない地域で，

---

* 属として認めるか否かは別として，いわゆる *alpina* と呼ばれているような型のものは，東亜の最下部二畳系のよい標準化石の 1 つと信ずる．

Triticites のみからなる動物群をすぐに石炭系と考えることは危険である。一部で信じられているように，*Pseudofusulina vulgaris* の最初の出現をもつて Sakmarian の基底とするような考えには同意出来ない。北米の Wolfcampian でも下部は，*Schubertella*, *Triticites*, *Dunbarinella* などが *Pseudoschwagerina* よりも優勢であることが報告されている点は注目に価する。

Pseudoschwagerina morikawai は *P. aequalis*, *P. mongthensis* などとともに，本属のうちでは最も原始的なものであろう。

P. aequalis は KAHLER 夫妻(1937)により Karnishen Alpen から報告され，*P. mongthensis* は DEPRAT (1915) によつて Tonkin の Cham-Chit から，*Quasifusulina cayeuxi*, *Rugosofusulina alpina* などと共に報告された。矢山岳，秋吉からもこの種と同様のものが知られ，福地と共存化石の上からも全く似た関係にある。

本帯の *Triticites* は従来日本各地の下部二畳系から報告されたような型のものばかりであり，これらの動物群で特徴づけられた *Pseudoschwagerina* 帯が，最下部二畳系であることは全く疑問がない。なお先に述べた平湯層群の *Pseudoschwagerina schellwieni* を含む動物群は，共存化石の上から判断して，本地域の *Pseudoschwagerina* 動物群より上位で，秋吉の Plβ に対比されるものである。

V. 石炭系・二畳系の境界について

本地域の *Triticites* 帯が最上部石炭系で，*Pseudoschwagerina* 帯が最下部二畳系であることはここにくりかえすまでもないが，野外で両者の間になんら構造的な相違は認められない。未露出部分もあるが，もちろん礫岩，あるいは不整合を示すような事実はなにもない。

動物群の上では，まず *Triticites* であるが，筆者が Uralian と強調するものと *Pseudoschwagerina* 帯のものとかなり異つた形態を有することである。同様なことが，*Quasifusulina* cfr. *longissima* として，ひとまとめにしたものについてもいえる。*Pseudoschwagerina* 帯の下部は二畳系の要素である *Pseudoschwagerina* 属がきわめて稀で，むしろ石炭紀に栄えた *Triticites* 属がより優勢であり，そして *Pseudoschwagerina* は本帯の上部になつて圧倒的に多くなる。そこで *Pseudoschwagerina* 帯の下部を石炭系・二畳系の漸移的な動物群で特徴づけられていると見ることは出来ないだろうか。もし生物の大きな変化が多少ともこのような漸移的な部分を伴うものならば，両系の間に動物群の上から，なんら間隙がないといえる。

以上述べたことは，本地域の石炭系・二畳系が，ほゞ連続的に堆積したものであることを強調するものである。しかしながら二畳系と石炭系の岩質がかなり異ること，水屋ガ谷層の上部に石灰岩が全くなくなること，そして薄層ではあるが *Pseudoschwagerina* を含む石灰岩を礫にもつた礫岩すら混えてくること，特徴ある砂岩・頁岩・凝灰岩の厚い互層が存在することなどからみて，当然初期二畳紀に入つての後背地の変動や，堆積盆地の移動などがあつたことは確実である。

北上山地で認められているような，中・上部石炭系欠除に伴う交斜不整合を疑う余地は全くないが，日本列島全体が同様な激しい造山運動を受けたものでないと筆者は信じている。

秋吉や帝釈などで知られている平行不整合は明らかであるが，矢山岳石灰岩中に強調された不整合もそう大きなものでないことは動物群の上からも，また周辺の非石灰岩相中に明瞭な不整合が報告されていない現在明らかである。

飛騨山地でも坂本沢礫岩に対比されている大谷礫岩の時代についても疑問があるし，鹿沼の濃飛国境付近の研究や，林良和の丹生川村の研究などによつても，明確な不整合は知られていない。

こゝて，祖田米褶曲がなんらかの形で，飛騨山地に影響を及ぼしたことは予想出来ないことではない。一方で激しい造山運動が起り，他地域ではさらに地向斜の沈降運動，または火山活動などが起つてもなんら不思議はないであろう。

今後祖田米褶曲が東亜大陸に広く認められる Kunming movement とともに，日本列島全体にいかなる形で表現されているかを明らかにして行くことが同学の間の大きな課題となるであろう。

VI. 結　　び

一の谷層群は下位より，次のような紡錘虫化石帯に分けられる。

Millerella 帯	*Millerella kanmerai* 亜帯
	M. bigemmicula-Pseudostaffella kanumai 亜帯
Profusulinella 帯	*Profusulinella fukujiensis* 帯
Fusulinella 帯	*Fusulinella kamitakarensis* 亜帯
	F. bocki var. *asiatica* 亜帯
Fusulina 帯	*Fusulina fujimotoi-F.* sp. A 亜帯
	F. lanceolata-F. ichinotaniensis 亜帯
Triticites 帯	*Triticites exsculptus-T. hidensis* 帯
Pseudoschwagerina 帯	*Pseudoschwagerina morikawai* 帯

これらは，鬼丸統・上宝統（新称）栗木統・氷川統・坂本沢統に相当し，upper Viséan から Sakmarian に対比される。これらはほとんど一連の堆積物である。

近年 Thompson (1948, 1954) らによつて，北米の石炭系・二畳系の紡錘虫類の研究は著しく進歩し見事な分帯が行われている。本邦でもこのような研究が発展しつつあるが，福地付近で筆者の研究により，日本列島の石炭系，二畳系の紡錘虫化石帯の内容，分帯等について多少進歩させることが出来たのではないかと思う。

今後に残された問題として，一の谷層群の厚さがかなり薄いということである。野外の事実を無視して，地層が薄いからといつて，すぐに不整合で説明するのは早計であつて，筆者は本層群の堆積状態や，構造論的立場から研究を進めているが，むしろ地層が薄い方が当然であるという見解に達しつつある。

北上山地で報告されている，鬼丸・長岩両統の間の不整合，矢山統の *Fusulina*, *Triticites* 両帯の間の不整合などは，今のところ一の谷層群中には見出せない。

かつて坂本沢礫岩に対比された尾添谷礫岩で表現されている中部二畳系堆積前の変動は，本地域では，下部二畳系堆積前のものより比較にならないものであろう。しかしながら，この変動がその先駆を，水屋ガ谷層堆積時，すなわち初期二畳紀に発し，次第にこれが発展していつたものであることは確かであろう。

主要参考文献

1) Armstrong, J. E. (1947): Fort St. James map-area, Cassiar and Coast district, British Columbia: *Canada Geol. Surv., Mem.*, **253**, 1～210.

2) Chen, S. (1934a): Fusulinidae of South China, Part I: *Palaeont. Sinica Ser.* B, **4**, 1～185.

3) Chen, S. (1934b): Fusulinidae of the Maping and Huanglung Limestone, Kwangsi: *Nat. Res. Inst. Geol., Mem.*, **14**, 33～54.

4) Colani, M. (1924): Nouvelle contribution a l'etude des Fusulinidès de l'Extrême-Orient: *Indochine Serv. Géol., Mem.*, **14**, 33～54.

5) Cooper, C. L. (1947): Upper Kinkaid (Mississippian) microfauna from Johnson County, Illinois: *Jour. Paleont.*, **21**, 81～94.

6) Deprat, J. (1953): Étude des Fusulinidés de Chine et d'Indochine et Classification des calcaires a fusuline (IIe Mèm.): *Indochine Serv. Geol. Mem.*, **2**, 1, 1～74.

7) Deprat, J. (1915): Ibid. (IVe Mèm,): Ibid. **4**, 1, 1～30.

8) Doutkevich, G. A. (1934): Some new species of Fusulinidae from the Upper and Middle Carboniferous of Verkhre-Chussouvskye Gorodki on the Chussovaya River (Western slope of the Middle Ural): *Oil. Geol. Inst., Trans., Ser.* A, **36**, 1～98.

9) Dunbar, C. O. (1940): Type Permian: Its classification and corralation: *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **24**, 2, 237～281.

10) Dunbar, C. O. & Condra, G. E. (1928): The Fusulinidae of the Pennsylvanian system in Nebraska: *Nebraska Geol. Surv., Bull.*, **2**, 1～135,

11) Dunbar, C. O. & Henbest, L. G. (1942): Pennsylvanian Fusulinidae of Illinois: *Illinois Geol. Surv., Bull.*, **67**, 1～218.

12) Dunbar, C. O., & Skinner, J. W. (1937): The geology of Texas. Vol. III, Part 2, Permian Fusulinidae of Texas: *Texas Univ., Bull.*, **3701**, 517～825.

13) Elias, M. K. (1937): Carboniferous and Permian of the Southern Urals: *Amer. Jour. Sci.*, **33**, 196.

14) Fujimoto, H. (1936a): Statigraphical and Palaeontological studies of the Titibu system of the Kwanto-Mountainlands, Part 2, Palaeont. *Tokyo Bunrika Daigaku, Sci. Rep., Sec. C*, **1**, 2, 29～125.

15) Fujimoto, H. (1936b): Ibid., Part 1. Stratigraphy: Ibid., **1**, 4, 157～188.

16) Fujimoto, H. (1937): Some fusulinids from Kawanobori-Mura, Kyushu, Japan: *Jap. Jour. Geol. Geog.*, **14**, 117～125,

17) 林　良和 (1955)：岐阜県丹生川村の古生層：東京教育大学卒論.

18) Kahler, F. & Kahler, G. (1937): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Palaeontogra., **87**, 1～43.

19) Kamei, T. (1952): The stratigraphy of the Palaeozoic rocks of the Fukuji district, Southeastern part of Hida mountainland: *Jour. Shinshu Univ.*, **2**, 43～74.

20) 勘米良亀令 (1952a)：熊本県氷川流域における上部石炭系および下部二畳系：地質雑, **58**, 676, 17～32.

21) Kanmera, K. (1952b): The lower Carboniferous Kakisako formation of southern Kyushu, with a description of some corals and fusulinids: *Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem., Ser. D*, **3**, 4, 157～177.

22) Kanmera, K. (1954): The fusulinids from the Yayamadake limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan: *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **25**, 1～2, 117～144.

23) Kanuma, M. (1953): On some Moscovian fusulinids from southern part of Hida plateau, Gifu Prefecture, Japan: *Tokyo Gakugei Univ., Bull.*, **46**, 23～34.

24) 河田　茂麿 (1954)：新潟県青海石灰岩，特に板ケ峰地域の層位学的ならびに古生物学的研究：東京教育大，地質鉱物学教室研究報告, **3**, 15～17.

25) 小西　健二 (1954)：福井県石徹白村の古生層：地質雑, **60**, 700, 7～167.

26) Lee, J. S. (1927): Fusulinidae of North China: *Palaeont. Sinica, Ser., B*, **4**, 1, 1～172.

27) Lee, J. S. (1930): The geology of China: *London.*

28) Lee, J. S., & Chen, S. (1930): Hunglung limestone and its fauna: *Nat. Res. Inst. Geol. Mem.*, **9**, 90～136.

29) Minato, M. (1944): Die Transgression der over-Vise-Stufe im Kitakami-Gebirge, Japan: *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **20**, 3, 136～168.

30) 湊　正雄他 (1953): 世田米地方の石炭系の層序と化石帯: 地質雑, **59**, 375～399.

31) 湊　正雄他 (1954): 世田米地方の二畳系の層序と化石帯: 地質雑, **60**, 708, 378～387.

32) Möller, V. (1878): Die spiral-gewundenen Foraminiferen des rusiechen Kohlen Kalks: *Acad. Imp. Sci. st.-Pètersburg, Mem.* **25**, 9, 1～147.

33) Morikawa, R. (1953): *Triticites* limestone found in Okuchichibu: *Saitama Univ. Sci. Rep. Ser. B*, **1**, 2, 115～122.

34) Moore, R. C. (1940): Carboniferous Permian boundary: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **24**, 2, 283～336.

35) Moore, R. C. (1948): Paleontological features of Mississippian rocks in North American and Europe: *Jour. Geol.*, **56**, 4, 373～402.

36) Moore, R. C. & Thompson, M. L. (1949): Main divisions of Pennsylvanian period and system: *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **33**, 3, 273～320.

37) Noda, M. (1945): Carboniferous-Permian boundary in North China and South Manchuria: *Jour. Geol. Soc., Japan*, **56**, 626, 23～34.

38) Ozawa, Y. (1925): Stratigraphical and Palaeontological studies on the Permo-Carboniferous limestone of Nagato Part 2: *Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci., Jour.*, **45**, 6, 1～90.

39) Rauser-Cernoussova, D., Belejaev, G., & Reitlinger, E. (1936): Die öber-paläozoischen aus dem Petschoralande (Der Wetabhang der Nord-Urals): *Acad. Sci. U. S. S. R., Trans. Polar. Comm.*, **28**, 159～282.

40) 坂本　峻雄 (1950): ボーキサイト及蒙土頁岩鉱床—粘土類風化並びに堆積作用の地史的考察: 地質雑, **56**, 653, 59～69.

41) Schellwien, E. & Dyrenfurth, G. (1909): Monographie der Fusulininen: Teil. II: *Paaleontogra.*, **56**, 137～176.

42) Staff, H. (1912): Monographie der Fusulinininden: Teil III: Ibid., **59**, 157～191.

43) Thompson, M. L. (1944): Pennsylvanian Morrowan rocks and fusulinids of Kansas: *Kansas Geol. Sur., Bull.*, **52**, 409～431.

44) Thompson, M. L. (1945): Pennsylvanian rocks and fusulinids of east Utah and northwest Colorado correlated with Kansas section: *Kansas Geol. Sur. Bull.*, **60**, 17～84.

45) Thompson, M. L. (1947): Stratigraphy and fusulinids of pre-Desmoinesian Pennsylvanian rocks, Llano Uprift, Texas: *Jour. Paleont.* **21**, 146～147.

46) Thompson, M. L. (1948): Studies of American fusulinids: *Univ. Kansas Paleont. Contr., Protozoa Art.* **1**, 1～184.

47) Thompson, M. L. (1954): American Wolfcampian fusulinids: Ibid., *Art.* **5**, 1～226.

48) Thompson, M. L. & Pitrat, C. W. & Sanderson, G. A. (1953): Primitive Cacke Creek Fusulinids from central British Columbia: *Journ. Paleont.* **27**, 545～552.

49) Thompson, M. L. & Thomas, H. D. (1953): Fusulinids of the Casper Formation of Wyoming: *Wayoming Geol. Surv., Bull.*, **40**, 1～56.

50) Thompson, M. L., Verville, G. J. & Bissel, H. J. (1950): Pennsylvanian fusulinids of the Southcentral Wasatch Mountains, Utah: *Jour. Paleont.*, **24**, 430～465.

51) Toriyama, R. (1953): New peculiar fusulinids genus from the Akiyoshi limestone of southwestern Japan: *Jour. Paleont.*, **27**, 251～256.

52) Toriyama, R. (1954a): Geology of Akiyoshi, Part I: *Kyushu Univ. Fac. Sci.* Mem., **4**, 1, 39～97.

53) Toriyama, R. (1954b): Ibid. Part II: Ibid. **5**, 1, 1～46.

54) Yabe, H. (1949): The zone of *Millerella* in Japan: *Proc. Jap. Acad.*, **25**, 5, 165～167.

55) Yü, C. C. (1931): The correlation of the Fenginian system, the Chinese lower Carboniferous as based on the coral zones: *China Geol. Soc., Bull.*, **10**, 1～30.

56) Zeller, E. J. (1950): Stratigraphic significance of Mississippian endothyroid foraminifera: *Univ. Kansas Paleont. Contr., Protozoa Art.* 4, 1～23.

57) Zeller, D. N. (1953): Endothyroid foraminifers and ancestal fusulinids from the type Chesterian (Upper Mississippian): *Jour. Paleont.*, **27**, 2, 183～199.

北海道より二畳紀化石の発見と其意義

遠藤隆次*・橋本　亘**

(1955 年 12 月 1 日受理)

Unquestionable Permian Fossils Found in Kitaminokuni, Hokkaido, and its Significance

Riuji Endo and Wataru Hashimoto

(Abstract)

An alternation of graywacke and sandstone, both greyish green in color and pale greenish conglomerate with thin layers of carbonaceous shale, graphitic slate and very thin seams of coal are distributed in the down-stream area of the Penke River, Nakaokoppe, Nishiokoppemura, Monbetsu-gun, Kitamino-kuni, Hokkaido.

For this group of rocks a new name of "Nakaokoppe formation" is being proposed by W. Hashimoto and this new formation may have some connection with the so-called "Mesozoic formation" in the Hidaka area.

The conglomerate of this formation consists of boulders of clayslate, blue to greenish quartzite, schalstein and limestone. Especially, the limestone boulders are predominant in many places of the conglomerate.

Fortunately, the following listed fossils have been found in these boulders.

Pseudofusulina??? sp., *Nankinella* sp., *Gymnocodium japonicum* Konishi, *Gyroporella nipponica* n. sp., Mizzia *velebitana* Schubert.

So far as the Japanese fusulinids and algal remains are concerned, these fossils have been reported from the middle and upper parts of so-called Yukisawa Subsystem in other parts of Japan, except Hokkaido.

Therfore, it is evident that the limestone boulders of "Nakaokoppe formation" were derived from the Permian system, and consequently Paleozoic strata are expected to be found somewhere in Hokkaido.

筆者の1人橋本は本年9月文部省科学研究費による『日本の後期中生界の研究』の一環として北海道北見国中部地方に発達する礫岩を以て日高系に不整合に重るといわれる処の所謂中生層を視察した。この企画は必ずしも成功をおさめたとは言い難いが，たまたま北見国紋別郡西興部村中興部ペンケ川下流に露出する礫岩をまじえる地層（中興部層と呼ぶことにする）の石灰岩巨礫中に微小化石痕跡のあるものを発見し，其の一部を持帰るを得た。この石灰岩礫中の化石を遠藤が検鏡したところ，*Pseudofusulina*??? sp., *Nankinella* sp., *Gymnocodium japonicum* Konishi, *Gyroporella nipponica* n. sp., *Mizzia velebitana* Schubert 等が見られ，その指示する時代は二畳系，雪沢亜

* 埼玉大学々長
** 橋本地質調査所長

系の中部～上部を示すものであることが明らかとなつた。

さて，北海道における古生代化石の産出については，三本杉巳代治[1]が石狩～胆振国境付近から *Geinitzella*? sp., 他に腕足類を，また日高国三石方面から同じく *Geinitzella*? sp., *Tetrataxis* sp. を報じている。しかし，同年3月に出版された『浦河図巾説明書』[2]を見ると *Tetrataxis* の名は見られない。次で杉山敏郎[3]は上述の *Geinitzella* は *Batostomella* の同義語で，其の示す時代は二畳紀であると述べた。又，同論文には，大石三郎が北見国更吉栄内の一農家からゆずりうけた化石が *Chaetetes* で，これは中部石炭紀であることを記載している。先に三本杉が記した石狩～胆振国境方面において *Geinitzella*? =杉山の *Batostomella* と共に産した腕足類は，その後深田淳夫[4]の再検討によれば寧ろ中生代の指示者であると云われる。以上，杉山の論文を除いては何れも記載が行われていない。

斯く産出層準の明らかな古生代化石の産出は北海道としては初めてのことなので両名の名で，取りあえずさきに学士院記事に報告しておいた[5]。

次に此の礫岩片を産した中興部層の地質時代は遂に明らかにするを得なかつたが，紋別郡西興部村班渓川下流において輝石安山岩に覆われ，竹内嘉助[6]により中生層といわれている露出に連るもので，西南は興部川に沿う連続露出として瀬戸牛方面に追跡され，竹内のいう藻興部層（中新世川端層に対比さる）に覆われるものと見られる。

岩相は緑灰色グレイワッケ砂岩の厚層を主体とし，基底が見られないので充分確かではないが恐らく其中部付近？に不規則な形の厚い多少緑つぽく見える礫岩層を多く介在し，これと不定形の互層をなし，時には礫岩の方が優勢な部分もある。従つて，従来云われて来たように基底礫岩と呼ぶのは適当とは思われない。礫岩の礫は粘板岩・硅質岩(青・緑等)・輝緑凝灰岩等が目につく。ほかには石灰岩が多く，部分的には数・大きさともに圧倒的に優勢な部分も見られるが，其の外どが結晶質である。グレイワッケ砂岩は一般に緑灰～暗緑色粗粒で，粘板岩の角礫を含むのを特徴とする。其の角礫は時に 4～5 cm の大きに達し，密集し，角礫岩状の不規則な形の固りを成すところも少くない。一般に西南方瀬戸牛方面に向つて急速に粒度を減ずるようである。しかし，粘板岩の角礫をもつた砂岩は瀬戸牛の東南方，藻興部川中流にまで山を越えて追跡されるし，又遠く西方の天北峠に近い鉄道切割や，其の東の興部川上流の露出等にも黒色粘板岩層中に介在して見られ，若し此の性質が地層追跡の手掛りとして誤りがないものならば，此の地方の日高系と称された地層の中に相当広く本層の分布を見ることになるのである。

このように分布する地層と，上興部駅北方で稼行されている結晶質で巨大な石灰岩塊を含む地層との関係は，既に矢島澄策[7]が東西性の断層を其の鉱体の南側に認めているように，何か構造的に多少の異りがあるように見受けられる。しかしながら，今般，視察した限りでは，従来の地質図において日高系と所謂中生層との重りが示されていた場所のどこにおいても，両者の関係を確認出来る露出を

1) 三本杉巳代治 (1938): 北海道中央山脈に発達する日高系に就て，地質，XLV，470～473.
2) 竹内嘉助・三本杉巳代治 (1938): 浦河図巾説明書，北工試.
3) 杉山 敏郎 (1941): 日高系中の含蟲虫類石灰岩の地質時代について，地質，XLVIII，189～195.
4) 深田 淳夫 (1949): 北海道中央山脈に発達する輝緑凝灰岩層中の腕足類について，地質，LV，123～124.
5) Riuji Endo and Wataru Hashimoto (1955): Unquestionably Paleozoic (Permian) Fossils Found in Hokkaido, apan. *Proc. Japan Academy*, XXI. 704—708.
6) 竹内 嘉助 (1938): 興部図巾説明書，北工試.
7) 矢島 澄策 (1932): 天塩一ノ橋付近の地質及び岩石，北大修卒論，(MS) (5).

見出し得なかつた。

次に，大北峠を越えてすぐ西には一ノ橋礫岩層と呼ばれる，これも亦一見古そうな見掛けの礫岩層がある。20万分の1北海道地質図[8]編集に当り下部蝦夷層群とし，西側は断層を以て花崗岩に接するが東側はあたかも日高系に不整合のごとく示したが，実際に確かめて見ると，地層は急斜し其の分布の西側も東側も断層で，分布地域の南半部では礫岩層自体の中にも圧砕岩を伴う断層があつて，其の東側はホーンフェルス，粘板岩等の円礫を主とし，しかも東ほど粘板岩が優勢となるが粒度は小さくなつている。一方，この断層の西側即ち花崗岩側では花崗岩の礫が殆どで，僅かに外来の堆積岩礫の混在が認められる。それ等にまぎつて，2個の石灰岩礫が名寄(ナヨロ)川河中の露出に見られたことを，北大地質学鉱物学教室学生河内洋佑は語つたが，生憎の増水のため其の露出は冠水し確かめることができなかつた。

上に記したように粒度は西から東に向い減少しているが，その組成から判断すると，東の部分が下位であつたように見受けられる。分布の東限も圧砕岩を伴う断層であるので，この礫岩の東には，先に記した粘板岩の角礫を含む砂岩を介在する地層が見られるのだが，両者の直接の重りは見られないのである。中興部層の礫岩と一ノ橋礫岩層とは構成礫の内容においては上に記したように甚だ異るのであるが，中興部層礫岩のうちには一ノ橋礫岩層のある部分と少しも区別できないようなものも少くない。

調査の現段階において両者を直接同一層準のものとして取扱うことは早計のようであるが，何れにもせよ，この方面には一見古そうな（外観は恰も北海道中軸中央部に分布し，花崗岩質岩礫を有する中部蝦夷層群基底礫岩[9]等によく似ている）礫岩が分布し，その1つは日高系に厚いホーンフェルスを生ぜしめた花崗岩を礫としていると見られるし，他方中興部層は二畳紀雪沢亜系中部～上部を示す化石のある石灰岩を礫として有することになる。そして，後者の延長はこの地方にかなり広く分布するものと見られる。後者より下意にあると見られる不整合は，古くは北上地方の叶倉統の下底にあると疑われている不整合[10]に対比されるものにまで下り得るもので，それが果して何れの時期の産物であるかを定めることや，各古生代化石石灰岩の原産地をきわめることなど誠に興味あることである。ちなみに，この附近には先に記した上興部を初め大きな石灰岩の存在が知られた処も少くない。

又一ノ橋礫岩と中興部層との関係を明らかにすることは一ノ橋の花崗岩迸入の時期を明らかにすることに連り，北海道造構造史，延いては火成活動史から見てもこの地方のもつ地質学的興味は大きい。

以上二畳紀雪沢亜統中～上部化石の産出を報じ，併せて，それによつて新たに認識され直したこの地方の層序学的・地史学的興味について記した。

8) 北海道地下資源調査所 (1955)：1/20万 北海道地質図 (3)，北海道中央中部.
9) 橋本　亘 (1953)：1/5万 山部図巾説明書，道開発庁.
　橋本　亘 (1955)：1/5万 富良野図巾説明書，道開発庁.
　吉田　尚・神部信和 (1955)：1/5万 幾春別岳図巾説明書，道開発庁.
　長尾捨一・小山内熙・酒匂純俊 (1954)：1/5万 大夕張図巾説明書，道開発庁.
　小山内熙・長尾捨一・橋本　亘：1/5万 金山図巾説明書，(MS) 道開発庁.
10) 森川　六郎 (1953)：北上山地・坂本沢・叶倉沢及び合地沢の紡錘虫，地質，LIX，149～159.

大阪府中河内郡峠地辷り地域における湧水について

市 原 優 子*

(1955 年 11 月 7 日受理)

On the Spring-waters in the Area of the Toge Landcreep, Nakakawachi, Osaka Prefecture

Yuuko Itihara

(Abstract)

The chemical composition of two spring-waters in the area of the Toge landcreep, was investigated in relation to the water-bearing materials. One of these spring occured at the early stage of the Simizudani landcreep and the other at the time of the Kamenose landcreep.

The result shown in Table 5, shows the following reaction between the waters and water-bearing materials which comprise granite-gneiss boulders, granitic sands and weathered andesites.

1) In the spring-waters, the content of Ca ion is dominated by leaching from exchangeable cations of montmorillonite which is the main constituent of weathered andesite.

2) The content of alkaline metals is most affected by solution of granitic material.

3) The exchangeable Mg ion of the clay mineral is brought into the spring-waters by leaching, furthermore, Mg ion occupying a octerhedral position in the three-layer lattice of montmorillonite slowly passes into solution in the spring-waters.

4) K ion is fixed by the clay mineral, so that its content tends to decrease in the spring-waters.

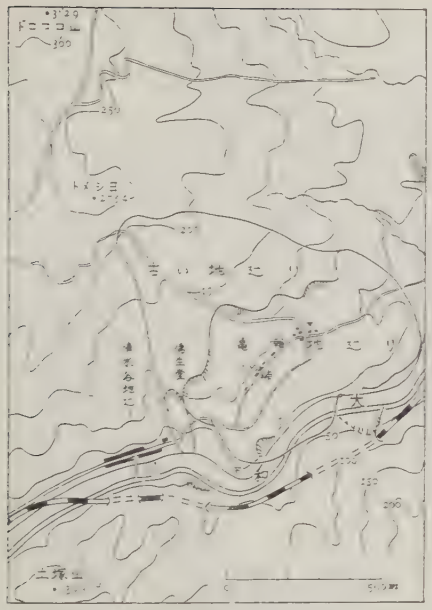
The two spring-waters show similar chemical composition, but there is a little difference between them. The composition of the Kamenose spring-water is somewhat higher in Ca, Mg and K ions and lower in Na ion than the Simizudani spring-water. These facts suggest that the spring-water is more or less affected by granitic material and K fixation of water-bearing materials is not vigorous, in the area of the Kamenose landcreep.

I. ま え が き

大阪府中河内郡峠は,大和川が奈良盆地から大阪平野にぬける峡谷の右岸にあり,昭和 6, 7 年の亀の瀬地辷りで有名となつた地域である。この地域の西端の清水谷左岸に昭和 26 年小規模な地辷りがおこり,同年夏を最盛期として次第におとろえたが,現在でも降雨に関係する小さな地辷りと崩壊がつづいている。筆者はこの地辷りと亀の瀬地辷りを区別するために清水谷地辷りと呼んだ (図 1)。亀の瀬地辷りについては,京大の槇山次郎はじめ多くの人々によつて地質学的・土質力学的研究が数多くなされたが[2)4)5)7)9)],地辷り面の粘土や地辷りでできた湧水については研究されなかつた。

清水谷地辷りがはじまつた当時,大阪市大地学教室は近畿地方建設局の依頼により地辷りと相前後して発生した湧水の水系調査をおこなつた。その時筆者は附近の地表水や地下水について,水量・水

* 大阪市立大学理工学部応用地学研究室



第1図　峠地辷り地域図

温・水質の調査をおこない，とくに水質と滞水層を構成している物質との関係に興味をもつた。水系調査の完了後も採水を続けて水質の変化を調べる一方，滞水層に含有されている粘土の化学組成や鉱物組成等を明らかにした。これらの結果をまとめ，湧水と滞水層との関連についてここに報告する。

本研究にあたつては，近畿地方建設局より貴重なボーリング資料をいただき，当時現場におられた中世古幸次郎氏には地辷りの状態について説明をうけた。深く感謝する次第である。研究の指導にあたられた大阪市大岩津教授はじめ，水系調査・地質調査に御協力下さつた境田正宣・中林一孝・登尾太郎の諸氏及び有益な御批判をいただいた鶴巻道二氏にも厚くお礼を申上げる。なお研究費の一部は文部省科学研究費によつた。

II.　湧水及び粘土の産状

峠地域の基盤は領家型花崗片麻岩であつて，二上層群に属する讃岐岩質安山岩の熔岩（明神山火山岩）がこれを広範囲にわたつておおつている。今までに記録された地辷りは安山岩地域内にかぎられている。

清水谷地辷りは安山岩の末端が花崗片麻岩と接する小部分に発生したものである（図 2a）。その上端をのぞけば，地辷り面が花崗片麻岩と安山岩の接触帯にあることは，ボーリング資料や大和川の川岸における地辷り先端部の観察より明らかである（図 2b）。地辷り地域の断面図に示すように，下部には花崗片麻岩の礫・砂・粘土の入りまじつた厚さ 3～7 m の層がある。花崗片麻岩の礫には，淡緑色のハリ光沢をもちいちじるしく粘土化した安山岩の脈あるいは塊が入りこんでいることが多く，一般に風化がすすんでいて非常にこわれやすい。砂は花崗岩質のもので，粘土はハリ質の風化した安山岩よりもたらされたものである。この層は地辷り帯を形成していて多量の水を湧出している。清水谷地辷りによる湧水（地点 2）・風化安山岩・地辷り粘土等は大和川に面する地辷り帯から採集した。節理にそつて短冊状にわれた上部の安山岩角礫は地辷り帯にのつて辷つているものである。

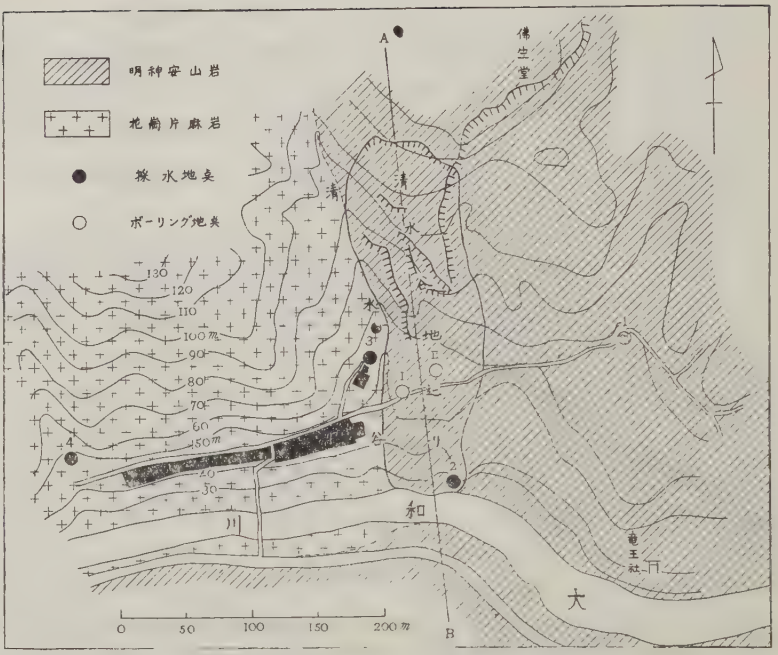
亀の瀬地辷りの際にできたといわれる湧水（地点 1）は，清水谷地辷り地域より約 70 m 東にあり（図 2a），附近の民家の飲料水に用いるため，その湧水場所はコンクリートで囲まれ，滞水層の状態をみることはできない。この湧水の電気比抵抗は，清水谷地辷り面の湧水と同じ程度の値をかした（6000～7000 Ω-cm）。

III.　風化安山岩及び地辷り粘土

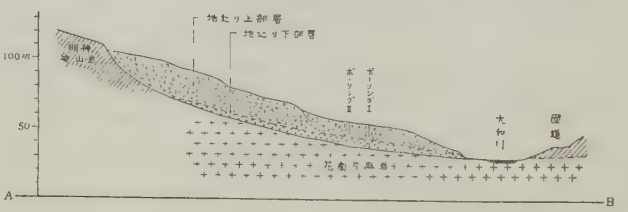
清水谷地辷りで発生した湧水の滞水層は，花崗片麻岩質ならびに安山岩質の物質によつて構成されている（砂礫 60%・シルト 30%・粘土 10%）。花崗片麻岩質の部分は粗粒であるから，地下水に及ぼす影響は各鉱物粒子からの溶解が主である。しかし安山岩質の部分は一般に風化がすすんでおり，多量の水を吸収して膨潤し，くずれて微細な粘土となり，水との反応面積は非常に大きくなる。粘土鉱物は構造上比較的結合状態のゆるい置換性塩基をもつているから，これらの粘土粒子は地下水中の種々な解離物質と塩基置換作用，吸着作用をおこない，地下水の水質に複雑な影響をおよぼすと考え

られる。

そこで，地辷り帯の風化した安山岩塊と粘土とを，とくにとりあげて，その化学組成・鉱物組成等をしらべた（以後前者を風化安山岩，後者を地辷り粘土とよぶ）。この2つの試料* についておこなつた実験を以下にのべる。



第　2　図　(a) 清水谷地辷り地域の地質図



第　2　図　(b)　地質断面図

1.　化学分析

2つの試料は通常の珪酸塩分析法によつて分析した。その結果は表1に示すとおりで，ともに粘土鉱物よりなることを示している。両者の間にはいくらか違いがみられ，地辷り粘土は風化安山岩にくらべて SiO_2, FeO, TiO_2, K_2O が増加し，Fe_2O_3, H_2O^- が減少する。SiO_2 の増加は微細な石英あるいはコロイド状の SiO_2 の混入，鉄の増減は滞水層の還元状態，TiO_2 の増加は化学的沈澱物[8] によると考えられる。K_2O, H_2O^- については後にふれる。

2.　置換性塩基の分析

粘土の置換性塩基を構成する主成分として，Ca, Mg, Na, K, H をとりあげた。H はトリエタノールアミン法[9] を用いて，その他は酢酸アンモニア浸出法**を用いて測定した。その結果，置換性塩基の総量は 80 m.e./100 g 程度で（表 2），主体をなす粘土鉱物はモンモリロナイトであることが推定できる。風化安山岩と地辷り粘土を比較すると置換性塩基の組成はよく似ているが，地辷り粘土

---

*　風化安山岩：花崗片麻岩礫に塊あるいは脈をなしてみられる貫入安山岩を注意してその部分だけとりだし，風乾した後粉砕した。
地辷り粘土：地辷りによる破砕のはげしい場所から砂・粘土のまじつた試料をとり，水簸によつて 2μ 以下のものをあつめ 50°C 以下で乾燥した。

**　試料 5 g を酢酸アンモニア液(1N) 50 cc と共に5分間はげしく振盪し，1夜放置した後濾過し，200 cc の酢酸アンモニア液で洗滌した．浸出液を蒸発乾固し硝酸 5 cc, 塩酸 2 cc を加えて再に蒸発乾固し，残渣を稀い塩酸少量に溶解して全量を 200 cc とする．この液の一部をとり，Dottite 試薬を用いて Ca と Mg の合量を出し，別に Ca は蓚酸カルシウムとして定量し，Mg は差によつてもとめた．Na, K は Beckman の焔色光度計にかけて定量した．

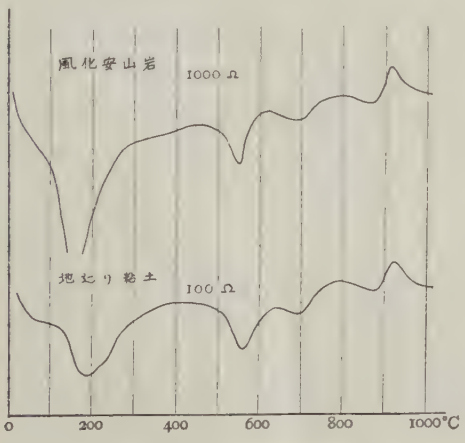
第1表　化学分析値

	風化安山岩	地辷り粘土
SiO_2	43.49 %	48.15 %
Al_2O_3	22.90	23.88
Fe_2O_3	1.62	1.23
FeO	0.88	1.19
TiO_2	0.72	1.15
MnO	0.10	0.09
CaO	1.51	1.53
MgO	1.64	1.77
Na_2O	0.88	0.98
K_2O	0.10	0.86
H_2O^{+}*	7.85	7.43
H_2O^{-}(110°C)	18.23	12.27
total	99.92	100.53

* H^2O^+ は灼熱減

第2表　置換性塩基の分析値

	風化安山岩	地辷り粘土
Ca	52.8 m.e./100g	47.7 m.e./100g
Mg	24.4	22.4
Na	0.6	0.4
K	0.9	2.2
H	1.3	3.8
total	80.0	76.5



第3図　示差熱分析図

は風化安山岩よりわずかであるが Ca, Mg, Na が少く K, H が多い。この原因は地下水と粘土鉱物との間の塩基置換作用によると思われる。地辷り粘土はたえず地下水に洗われているために，その置換性塩基は地下水のHイオンによつて置換されCa, Mg, Na は地下水に流出し，かわりにHイオンが粘土に吸収される。Kが地辷り粘土に多いのは，地下水中に溶解しているKイオンがモンモリロナイトに吸着されるからであろう。

置換性塩基の含有量を表1の分析値と比較すると，風化安山岩・地辷り粘土中に含有されているCa は殆んど置換性のものであり，Mg は 1/4 近くが置換性のものである。のこりの Mg はモンモリロナイトの8面体構造中に含まれるものであろう。Na の大部分は粘土化していない鉱物に含有されている。置換性の Na は風化安山岩では 1/24，地辷り粘土では 1/40 にすぎない。Kは風化安山岩ではその殆んどが置換性のものであるが地辷り粘土では1/4が置換性のものであつて，地辷り粘土中には，風化安山岩以外の岩石よりもたらされた鉱物がわずかではあるが，存在していることを示している。

3.　示差熱分析

2つの試料はよく似た熱ピークを示し，190°C 附近の大きな吸熱，690°C 附近・870°C 附近の特徴あるS字形の吸熱，920°C附近の発熱等により両試料ともモンモリロナイトの存在が証明される(図3)。熱反応は風化安山岩の方がはるかに大きく，とくに 190°C 附近で脱水される水が地辷り粘土にくらべて多い。この差は，表1中の H_2O^- の値にもあらわれており，地辷り粘土ではモンモリロナイトの層格子の間隙にある水がある程度脱水されていることによる。550°C附近の鋭い吸熱ピークによりその他の粘土鉱物の混在することもわかる。

4.　X 線 分 析

Cu の対陰極，Ni のフィルター，半径 57.35 mm のカメラを用い，電圧 30 kV，電流 8 mA，露出時間5時間半の条件でX線粉末写真を撮影した。その結果，表3に示す廻折線がみとめられた。鮮明な廻折線はすべてモンモリロナイトの線に一致する。2，3 みられる弱い廻折線からその他の鉱物種を判定するのは困難であつた。

IV. 水 質 に つ い て

清水谷地辷り・亀の瀬地辷りで発生したそれぞれの湧水（地点 1, 2）の外に清水谷の西岸にある花崗片麻岩中の井戸水（地点 3）と，更に西側の花崗片麻岩中の流水（地点 4）を採水した。

昭和 29 年3月より 30 年6月にわたつて採水したこれらの水の分析値を表4に示す。地辷りにともなう湧水は弱アルカリ性（粘土を構成しているモンモリロナイトの影響による。風化安山岩・地辷り粘土は pH 8.2 を示した）で，花崗片麻岩地域の水にくらべて Ca, Mg にとむが，花崗片麻岩地域にある井戸水・流水は中性ないし弱酸性で Na, K の含有量が湧水に比して多い傾向がある。

湧水・花崗片麻岩地域の水の塩基組成および風化安山岩・地辷り粘土の置換性塩基の組成を比較するために，表5をあげる。この表ではあきらかに湧水は Ca, Mg の含有率が高く，花崗片麻岩地域の水は Na, K の含有率が高い。置換性塩基の組成は Ca が一番多く Mg は Ca の半分以下，Na, K は数%をしめるにすぎない。

湧水の組成は Ca, Mg の多い点で置換性塩基の組成に似ているが，Na が 15% 内外もあり，流水と置換性塩基の組成のほぼ中間にある。このことは清水谷地辷りの地質断面図にも示されているように，湧水が花崗片麻岩質の物質と安山岩質の物質との両方の影響をうけていることによると思われる。即ち，湧水の塩基組成は粘土鉱物のもつ置換性塩基の溶脱（Hイオンによる置換）と，花崗岩質砂礫からの塩基の溶解によつて大体の骨組ができている。ただ Mg の含有率が高いが，その原因は

表3 X線廻折

風化安山岩		地辷り粘土	
d	I	d	I
14.7*	VS	14.6*	VS
5.10	W	5.08	W
4.44	S	4.45	S
		3.78	W
		3.33	W
3.05	M		
2.54	S	2.56	S
2.33	W		
		1.79	W
1.69	M	1.69	M
1.49	S	1.49	S
1.28	W	1.28	W
1.24	W		

d: 面間距離 I: 強度 VS: 最強 S: 強 M: 中位 W: 弱

* 本文にのべた撮影条件では小反射角の廻折線がとれないので，Co の対陰極を用い，乾板と粉末試料の距離を 50mm として，デバイ・シエルラー環を写し，それより計算した面間距離である．この時あらわれたその他の廻折線は本文にのべた撮影条件においてもみとめられる．

表4 水 質 分 析

		1 亀の瀬地辷りの湧水	2 清水谷地辷りの湧水	3 花崗片麻岩中の井戸水	4 花崗片麻岩中の流水
29年3月8日 採水	Ca	8.6mg/l	7.8mg/l		
	Mg	3.6	3.4		
	Na	7.8	7.9		
	K	1.7	0.6		
	pH	7.4	7.2		
29年9月6日 採水	Ca	16.6	17.4		
	Mg	7.7	4.5		
	Na	12.5	13.1		
	K	2.6	1.1		
30年2月17日 採水	Ca	17.4	17.2	11.6mg/l	9.0mg/l
	Mg	7.8	5.0	4.3	0.4
	Na	7.4	8.8	14.8	11.2
	K	1.3	1.1	2.7	1.5
	pH	7.2	7.3	6.6	6.5
30年6月18日 採水	Ca	20.0	17.2	13.5	8.6
	Mg	6.7	5.6	4.6	1.3
	Na	5.0	5.8	9.0	8.0
	K	1.8	1.3	2.4	1.7
	pH	7.5	7.5	6.9	7.0

表 5　湧水・花崗片麻岩地域の水の塩基組成ならびに風化安山岩・地辷り粘土の置換性塩基の組成の比較表

	Ca	Mg	Na	K
置換性塩基(風化安山岩)	67.1	31.0	0.8	1.0
置換性塩基(地辷り粘土)	65.6	30.8	0.5	3.0
亀の瀬地辷りの湧水	55.0	30.2	12.1	2.7
清水谷地辷りの湧水	53.8	28.8	15.6	1.9
花崗片麻岩中の井戸水	44.6	25.3	26.0	4.0
花崗片麻岩中の流水	46.7	11.9	37.0	4.3

水の塩基組成は 30 年6月 18 日採水の水に対する組成である．それぞれの水の化学分析値からCa, Mg, Na, Kの化学当量を算出し，その総和を 100 として各成分のしめる百分率をもとめた．

次のように解釈できる。前述したように，風化安山岩及び地辷り粘土に含有されている Mg は約 1/4 が置換性のもので，のこりはモンモリロナイトの8面体構造中に入つている。モンモリロナイトの8面体構造中にある Mg は，比較的水に溶解し易い[3]ために，粘土が地下水で洗われている間に，Hイオンとの置換によつて，置換性の Mg が溶出するだけでなく，構造の内部にある Mg までがじよじよに地下水に溶解したものであろう。

地辷り地域にある湧水の間にも違いがみとめられる。清水谷地辷りの湧水は亀の瀬地辷りの湧水にくらべて，Mg が少く Na が多い (表 4,5)。これは清水谷地辷りの湧水が，亀の瀬地辷りの湧水よりも花崗片麻岩質の物質の影響を多くうけていることを示しているものと考えられる。かかる条件の下では，Kも増加するはずであるのに，逆に亀の瀬地辷りの湧水よりもその含有率が低い (表 4, 5)。その原因は置換性塩基の項でもたしかめられているように，清水谷地辷り帯にふくまれる粘土が地下水中のKを吸着するためと思われる。

花崗片麻岩地域にある井戸水と流水との間の塩基組成の違いは，清水谷の水が井戸水中に浸透し，井戸水が間接的に安山岩の影響をうけるために生じたものである。

V. ま　と　め

清水谷地辷り面の滞水層は主として花崗片麻岩質の物質によつて構成され，風化安山岩及び粘土をまじえている。風化安山岩はモンモリロナイトを主体とするもので，地下水に接すると水を吸収してくずれ細粒の地辷り粘土となる。地下水は細粒となつた粘土に作用してモンモリロナイトの置換性塩基 (Ca, Mg を主とする) を溶脱し，更に8面体構造の内部にある Mg をも溶解する。同時に地下水は花崗岩質の物質をも溶解するから，湧水中にはアルカリイオンが加えられる。地下水中に溶解した K の一部は地辷り粘土に吸着される。

亀の瀬地辷りの湧水の水質は清水谷地辷りの湧水とよく似ている。しかし，いくらか Na が少く，Mg が多いことからみて，清水谷地辷り面にくらべて花崗岩質の物質の影響が少く，安山岩質の物質の多い滞水層からでていることがわかる。

参　考　文　献

1) 船引真吾・青峰重範 (1953)：土壌実験法，p. 150，養賢堂.
2) 今村　明恒 (1932)：大和川縁の地辷りに関する記事輯録，地震，**4**，3.
3) Kelley, W. P. (1948)：Cation Exchange in Soils. p. 80, *Reinhold*.
4) 槇山　次郎 (1932)：大阪府中河内郡堅上地辷り見学案内，地球，**17**，4.
5) 松山　基範 (1932)：河内堅上地辷り運動観測の結果に就いて，地球，**17**，4.
6) 二上山団体研究グループ (1953)：二上山の地質，地球科学，No. 11.
7) 野坂　孝忠 (1934)：土圧論から見た関西線亀の瀬隧道附近地辷りの一考察，岩波講座，**7**.
8) Rankama, K. and Sahama, TH. G. (1950)：Geochemistry p. 562, *Chicago Umiversity*.
9) 植村発巳男 (1934)：関西本線亀の瀬隧道附近地辷り地の地質，岩波講座，**7**.

北部飛騨変成帯の深成岩類*

春日井 昭**・山田 敬一***・青木 斌****

(1955 年 9 月 27 日受理)

Plutonic Rocks in the Northern Hida Metamorphic Zone

Akira Kasugai, Keiiti Yamada and Takeshi Aoki

(Abstract)

The plutonic rocks which range, in the gneiss area, from the Joganzi river to the middle of the Zintsu river, Toyama Prefecture, and some geo-historical relations among them are described.

(1) We can recognize folding structure on a large scale in the gneiss area. Hornblende-gabbro and three granite masses, which are distributed in the region, was produced in the later periods in comparison with the gneiss, independently of the folding structure.

(2) A great deal of porphyritic crystals of microcline are found in the Nagatogawa-granite mass which occupies the western part of this region. We can also find remarkable foliation, lineation, parallel joint and clastic texture in this mass everywhere. These characteristics show that tectonic movement took part in the formation of this granite through a long space of time——from the formation of amphibolitic rock to the growth of microcline. Dikes of hornblende-gabbro intrude into the granite along its foliation.

(3) Oguchigawa-granite mass, which occupies the central part of this region, shows heterogeneous facies and contains some great hornblende-gabbro masses within it. There is no relation between the tectonic structures of granite to the hornblende-gabbro. In peripheral part of the hornblende-gabbro mass we can find also distinct facies, which was formed as a result of the granitization. It is plain enough that the hornblendegabbro was already produced before the formation of this granite.

(4) It is concluded that the Oguchigawa-granite was formed after the Nagatogawa-granite.

(5) Tetori series (Jurassic) lies on these plutonic rocks with unconformity, and only diabasic dikes penetrate them.

I. まえがき
II. 地質と地質構造のあらまし
III. 長棟川花崗岩体
IV. 中長棟川花崗岩体中の塩基性岩
V. 小口川花崗岩体
VI. 小口川花崗岩体中の塩基性岩
VII. まとめ
1. 角閃石斑れい岩について
2. 角閃石斑れい岩と花崗岩との関係
3. 長棟川花崗岩の微斜長石
4. 花崗岩体の構造と岩相との関係
5. 長棟川・小口川両花崗岩および角閃石斑れい岩の形成の時期

* 1954 年 6 月 日本地質学会北海道支部例会で講演
** 北海道学芸大学札幌分校
*** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
**** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室

I. まえがき

筆者らは，飛騨変成帯の団体研究の一環として，1952·1953 年当地域の深成岩類・変成岩類の調査研究を共同でおこなつた。この団体研究の主要な目的の１つは，あくまで飛騨変成帯の変成作用・火成活動などの歴史を明らかにすることである。片麻岩地域の地質構造・片麻岩類の原岩・その変成の機構や時代については，現在問題になつている点が多い。しかし，当地域のように各時代の種々の火成岩が複雑に分布する場合，この問題をあきらかにするためには，まず片麻岩形成後のさまざまの火成活動をあきらかにし，これと平行して片麻岩形成期の火成活動，さらに片麻岩形成の機構へと進めてゆかなければならない。

本稿では，各深成岩類の特徴とその相互の関係とを中心にのべる。

これを発表するにあたり，北海道大学鈴木醇教授，舟橋三男・小林英夫両助教授をはじめ，北海道学芸大学浅井宏助教授・飛騨山地の研究会の方々に厚く謝意を表する。また，現地で種々御便宜をあたえてくだされた大山村宮本輝光氏・神岡鉱業所・千野谷鉱業所および北陸電力株式会社の諸氏に深謝する。

なお，本研究の費用の一部として文部省科学研究費を使用した。

II. 地質と地質構造のあらまし

飛騨変成帯全般の地質のあらましはすでに報告したので[5]，ここでは，当変成帯の中央部と東北部の境界域以北にあたり，これまで全般的な調査がほとんどおこなわれていなかつた，常願寺川と神通川本流とのあいだのあらましをのべる。

この地域に広く分布する片麻岩域の大半は，黒雲母片麻岩・石灰質片麻岩および晶質石灰岩で占められている。これらの片麻岩類の片理の方向を綜合すると，ほぼ南北方向の大きな褶曲構造がみとめられる。

この地域（第１図）の西側の花崗岩体（長棟川花崗岩体）は，富山県八尾南方の花崗岩体[10]につらなるものである。この岩体の周囲の片麻岩の片理は，花崗岩体に近づくにつれ，花崗岩体の境界に平行になり，岩相も漸移することが多い。この漸移帯にはとくに角閃岩ないし角閃石片麻岩質岩が多くなり，そのなかに斑晶状の微斜長石もみうけられる。当地域の中央の花崗岩体(小口川花崗岩体)の境界は鮮明で，周囲の片麻岩類の構造とはあきらかに斜交する。常願寺川本流およびその支流の称名(しょうみょう)川流域には，一部に角閃岩質岩を多く含む花崗閃緑岩体が広く分布する。

当地域では塩基性深成岩類は，小口川花崗岩体に含まれている斑れい岩体以外には，大きな岩体はみられない。また玢岩質の小岩脈群が分布し，その走向はほぼ南北である。このほか，手取統[6]をも貫く輝緑岩質の岩脈はいたるところに分布し，その走向には東西ないし北東のものが多い。

手取統はもつとも広く分布し，片麻岩類・深成岩類を不整合に被つている。

III. 長棟川花崗岩体

1. 岩体の構造*: この岩体の伸びの方向に平行な面構造（葉片構造）**・線構造**の発達がいちじ

---

* 面構造・節理・岩相の分布のし方・岩体の形などを構造とよび，構成鉱物の形・大きさ・その組あわさり方を組織とよんで区別することにする．以下同じ．

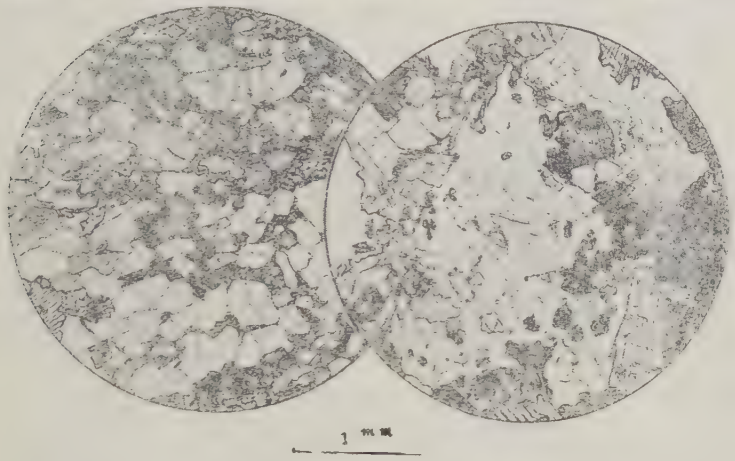
** foliation, lineation: これらは弱い縞状構造と，構成鉱物のいちじるしい平行配列とで示されている．とくに長棟川花崗岩体では，この面に沿つて圧砕組織がいちじるしい．

第 1 図　常願寺川本流——神通川中流間の地質図

1: 第三系・第四系，2: 手取統，3: 圧砕岩，4: 常願寺川花崗岩，5: 長棟川花崗岩，6: 同閃緑岩相，7: 小口川花崗岩，8: 半花崗岩・星雲状片麻岩質岩，9: 角閃石斑れい岩，10: 黒雲母片麻岩，11: 角閃石片麻岩，12: 晶質石灰岩・石灰質片麻岩，13: 断層，14: 不整合，15・16: 面構造，17・18: 線構造，J: 常願寺川，K: 熊野川，M: 茂住谷，N: 長棟川，O: 小口川，S: 称名川，W: 和田川，Z: 神通川，あ: 粟巣野，お: 小見，か: 河内，す: すけのぶダム，せ: 千野谷黒鉛鉱山，な: 長棟，ひ: 樽峠

るしい。線構造には南西落ちのものが多く，その傾斜はゆるい。節理の傾向はかなり複雑であるが，面構造と線構造に平行なものがけんちよである。

2. 岩　質：この岩体は斑晶状の微斜長石の多いのが特徴である。（しかし岩体の南東部には微斜長石はみられず，不均質で石灰質片麻岩の組織を残している。）斜長石・微斜長石・石英・角閃石および黒雲母からなる。また波動消光をしめす石英・ミルメカイト・ペルト石が多く，一般に圧砕組織がけんちよである。また面構造にほぼ平行に，巾数 10 m の圧砕岩帯が発達することもある（第2図）。



第2図（左）：ミローナイト　有色鉱物はカーキ色の黒雲母のほかに角閃石と緑泥石
（右）：微斜長石の斑晶状結晶（中央の白い部分）と，そのなかにとりこまれた斜長石・石英・黒雲母・緑泥石など

微斜長石中にとりこまれる斜長石は卵形で，それらの近接したものが同一光学的方位をしめす。$An_{20\sim45}$ である。石英は他形で，モザイク状に集まることが多い。微斜長石には，斑晶状のものと他の鉱物の間を埋めるものとがある。斑晶状のものは外形がひどく不規則で凹凸に富み，各種の鉱物を取込んでいる（第2図）。他の鉱物粒の間を埋める微斜長石には，格子構造を有するものと，一見波動消光様の消光を示すものとがある。この波動様消光を示すものと斜長石との間にはミルメカイトを作ることが多く，また斑晶状の微斜長石中に取込まれることも多い。ミルメカイトを作る微斜長石とそうでないものとの間には，内部の構造・形・大きさ・汚れ方などにちがいがある。圧砕作用がより進んだところではミルメカイトもみられなくなる。

角閃石の多くは他形で，黒雲母・緑泥石に変っていることが多い。その光学性には次のような2つの系列がある（角閃石の光学性は，比較のためにも一括して次に示す）。黒雲母は，X：淡褐色，Y・Z：暗褐色である。緑泥石・褐簾石・燐灰石・緑簾石などがみられる。

第1表　角閃石の光学性

岩石名		軸色 X	軸色 Y	軸色 Z	c^Z	2V(−)	Nz
長棟川花崗岩	(1)	淡褐	暗褐緑	濃緑	<15°	80°	
	(2)	黄褐	暗緑褐	褐	10°～25°	80°～50°	
同角閃石斑れい岩		淡褐緑	暗緑	青緑（緑）	<20°	62°～46°	1.688
小口川花崗岩	(1)	淡褐	緑褐	青緑	10°～15°	88°～75°	
	(2)	淡褐	褐緑	褐緑	<15°	80°～60°	
同角閃石斑れい岩		淡褐緑	暗褐緑	緑	<20°	74°～52°	1.690
同角閃石斑れい岩体の周縁相		輝緑	緑	濃青緑	<18°	74°～50°	1.685

IV. 長棟川花崗岩体中の塩基性岩

1. 分布・構造: 長棟川花崗岩体のなかには，2種類の塩基性岩がみられる。その1つは角閃石斑れい岩質の岩脈で，檜峠の南方にわずかに分布するにすぎない。その巾は 1m 以内である。この岩脈は，周囲の花崗岩や角閃岩質岩のなかに，その面構造に平行に入り込んでいる。この岩脈と花崗岩との接触面をペグマタイト質の細脈が埋めることがある。

塩基性岩のもう1つの種類は，黒雲母に富む角閃岩質のレンズ状ないし星雲状の不規則な形の岩片で，花崗岩体内のいたるところに分布するが，とくに岩体の周縁部や比較的優黒質の部分に多い。3m 以下の小岩片が多く何れも花崗岩の面構造に平行に配列し，その線構造の方向に伸びている。

2. 岩　質: 角閃石斑れい岩の岩脈は，おもに長柱状の角閃石と粒状の斜長石からなり，小口川花崗岩体中のものにいちじるしく類似する。石英・黒雲母は少く，褐石・緑簾石・緑泥石がみられる。その他磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄鉄鉱を伴う。

斜長石は 1mm 以下で，弱い累帯構造がみられ，$An_{39\sim55}$ である。

花崗岩体の外核部の角閃岩質岩片は角閃石に富み，この花崗岩体と片麻岩帯との漸移帯の角閃岩質岩にいちじるしく似ている。これに対し，花崗岩体の内部のものは黒雲母に富み，その量は 30% を越えることがある。

斜長石には累帯構造を示すものがある。カルスバド双晶は稀で，$An_{35\sim45}$ である。レンズ状の岩片では石英は 10% 以下であるが，星雲状のものでは 10% を越えるものが多い。

V. 小口川花崗岩体

1. 岩体の構造: 長棟川花崗岩体にみられるようなけんちょな面構造は見られず，その走向には南北系のものが多い。しかし花崗岩質の部分でも，角閃石斑れい岩の近くでは東西性の面構造を示すことがある。一般に，線構造を直角に切るいわゆる横断節理がけんちょである。

2. 岩　質: 岩体全体を通じてひじように不均質であり，角閃石斑れい岩のまわりでは，とくに岩相の変化がいちじるしい。

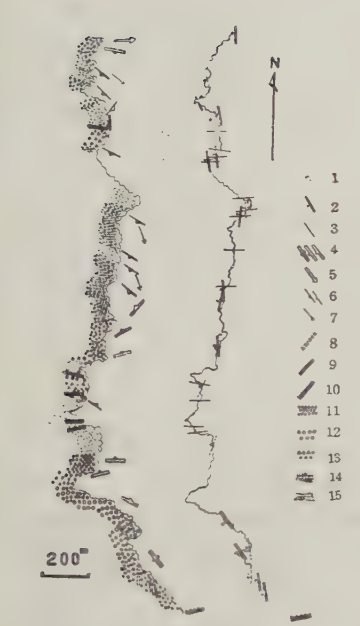
斜長石は，とくに角閃石斑れい岩の近くでは，石英との組みあい方が複雑で，また累帯構造を示すことも多い。その組成は $An_{20\sim40}$ であるが，まれに An_{50} を越えるものがある（第8図参照）。石英は一般に細粒である。カリ長石は少量で，長棟川岩体のもののように他の鉱物をとり込んだり，斜長石との間にミルメカイトを作るものはみられない。

角閃石の光学性には2つの系列がみられ（第1表），角閃石斑れい岩の近くではとくにその傾向がいちじるしい。黒雲母には，暗褐色のものと，角閃石を交代した淡褐色のものとがある。この他には，緑簾石・褐簾石・褐石・ブドー石・緑泥石，まれに白雲母がみられる。

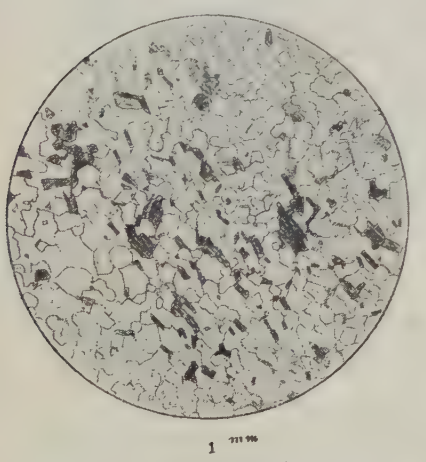
3. 半花崗岩・星雲状片麻岩質岩: これは小口川の最上流（第3図）に巾 200m 位で東西に長く分布する半花崗岩質岩で，飛騨変成帯で星雲状片麻岩と呼ばれているものといちじるしく似ている（第4図）。この種のものについては，小林英夫が詳細に報告[9]しているので省略する。

VI. 小口川花崗岩体中の塩基性岩

1. 分布・岩体の構造: この角閃石斑れい岩の大きな岩体は，おのおの東西に長い形をしめしている。小口川では花崗岩の面構造の走向がかなり変化するが，角閃石斑れい岩ではあまり変らず，おお



第3図　小口川最上流の踏査図
1・2・3: 節理，3は角閃石斑れい岩に多い節理，4: 花崗岩の面構造，5: 同線構造，6: 角閃石斑れい岩の面構造，7: 同線構造，8・9: 玢岩岩脈，10: 輝緑岩岩脈，11: 花崗岩，12: 半花崗岩・星雲状片麻岩質岩，13: 花崗岩中に角閃石斑れい岩が角礫状に散在する部分，14・15: 角閃石斑れい岩-(I)相，15は面構造のけんちよな岩相，図の最南端はすけのぶダム



第4図　星雲状片麻岩質岩　斜長石・カリ長石・石英・黒雲母からなり，ホルンフェルス状の構造を示す

よそ走向は北西で，南に傾くことが多い。また線構造も花崗岩と接する附近ではいく分乱れるが，斑れい岩の内部ではあまり変化せず，南東に傾斜する。斑れい岩体の周縁部や花崗岩への漸移部では，これらの面構造・線構造は不鮮明なことが多い。

また節理はとくに東西系のものがけんちよである。

2. 岩　質: 角閃石斑れい岩は，つぎの2つの岩相に大別される。(1): 角閃石斑れい岩-**(I)** 相: 粒状の角閃石と短柱状～粒状の斜長石からなる岩相。(2): 角閃石斑れい岩-**(II)** 相: 長柱状の角閃石と粒状～短柱状の斜長石からなる岩相。これらの岩相のうち，**(I)** 相は小口川上流域に，**(II)** 相は下流域に多い。この両岩相はたがいに漸移的にうつり変る。またこのいずれかの岩相が花崗岩との漸移部に多いというような傾向はみられない。

これらの斑れい岩を構成するおもな鉱物は，斜長石・角閃石で，少量の石英・単斜輝石・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱などをともなう。

(II) 相の斜長石は角閃石とたがいに自形を保ちあい，両者の粒度も同じ位であまり変化しない。これに対し斜長石の黒雲母に接する部分は凹凸にとみ，丸味をおびている。とくに面構造のけんちよな岩相の斜長石には，いちじるしい累帯構造をしめすものがあり，その組成は中核部で $An_{45\sim65}$，周縁部では An_{35} 以上である。この種の斜長石の量と，花崗岩形成の影響の強さとのあいだには関連はみとめられない。

(I) 相の角閃石の粒状巨晶 (<1 cm) のなかには，斜長石の短柱状細粒の結晶が，ポイキリティックに包かされているが，このようなものには An_{70} を越えるものがある。石英はいずれの岩相にも少量含まれていて，角閃石や斜長石のあいだを埋めている。

いちじるしく稀ではあるが，比較的優黒質の部分に，ひじようにうすい緑色の単斜輝石がみとめられる。$2V=(+)56°\sim60°$，$Nx>1.685$。Na 成分の含有も予想されるが，ほぼサラ輝石の成分のものと思われる。この輝石の結晶を，淡緑色の角閃石が包んでいる。$2V\fallingdotseq(-)70°$，$c\wedge Z=18°$ (第6図)。

角閃石の多くは普通角閃石にぞくする (第1表)。

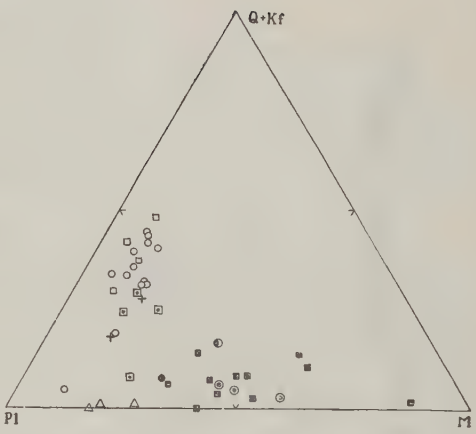
黒雲母はいずれの岩相にもみられるが，その粒度は一定でない。一般に細粒のものは角閃石の劈開にそつて成長し，たがいに連晶をなしていることもある。X: 帯褐黄色，Y・Z: 暗褐色。

また榍石と少量の燐灰石とが普遍的にみられる。

不透明鉱物には自形の磁鉄鉱が多く，チタン鉄鉱*がこれにつぐ。また磁鉄鉱と共生する小量の黄鉄鉱，さらに微量の黄銅鉱**がみとめられる。

3. とくに角閃石斑れい岩と花崗岩との漸移相について:

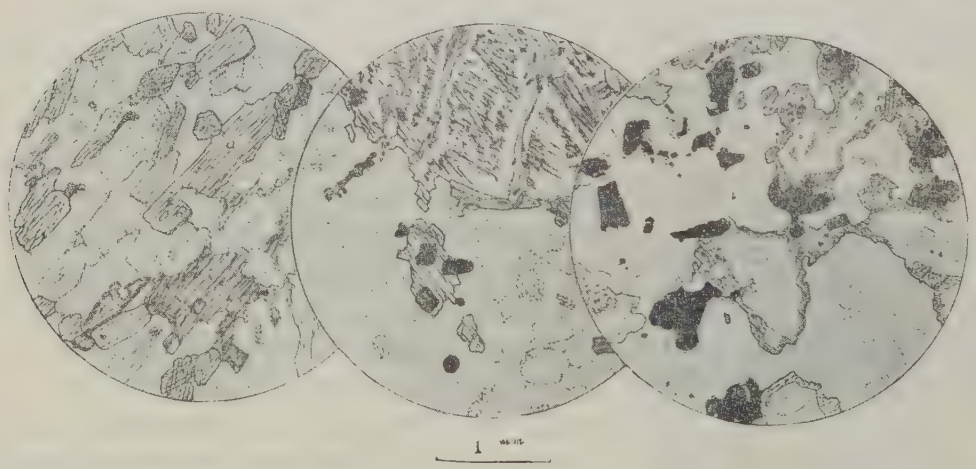
つぎに角閃石斑れい岩の岩体の周縁部や花崗岩に漸移する部分の特異な岩相についてのべる。これらの部分には，前項でのべた岩相のいずれかの組織が明瞭に残つている。この特異な岩相の有色鉱物の量は，斑れい岩体の内部に比較してあまりちがわない。しかし，そのなかで，角閃石の量が幾分減少し，黒雲母が増加する。また，いたるところに，岩体の内部に特有な累帯構造のけんちよな斜長石が残つているが，この斜長石のあいだを埋めて，累帯構造のほとんどみられない新鮮な斜長石の小さい結晶が夥しくみとめられる。この斜長石のほとんどが $An_{30\sim45}$ でアルバイト双晶をしめすものが多い。この斜長石は，あまり粗粒にならず (平均 0.2 mm)，その量が多くなるとモザイク状の集合をつくる。この種の斜長石は，斑れい岩体の内部にはみられないもので，逆に花崗岩へ移り変る部分では，斜長石の大部分がこの種のものである (第6図)。しかし，花崗岩にうつり変つていくごく数 m の部分を除いてはカリ長石はみられずミルメカイトも稀である。



第5図　有色鉱物—斜長石—加里長石・石英三角図表

M: 有色鉱物，Pl: 斜長石，Q+Kf: 加里長石・石英，○: 長棟川花崗岩，◉: 同岩中の角閃岩質岩片，◐: 同岩中の星雲状の角閃岩質岩，●: 同岩中の角閃石斑れい岩(平均)，△: 同岩中の閃緑岩相，□: 小口川花崗岩，⊡: 同岩中の角閃石斑れい岩の構造の残つている花崗岩相，■: 同岩中の角閃石斑れい岩，＋: 常願寺川花崗閃緑岩

この粒状の斜長石の増加と平行して黒雲母が増加する。この黒雲母は淡色で，X: 褐黄褐色，Y・Z: 褐色。角



第6図 (左): 角閃石斑れい岩-(Ⅱ) 相 (とくに面構造のけんちよな細粒の部分) 下方は濃褐色の黒雲母
(中央): 同岩体の周縁部にみられる特異な岩相 (源岩は同-(Ⅰ) 相) 上部は青緑色の角閃石とそのなかの鱗片状黒雲母・チタン鉄鉱微晶
(右): 同岩-(Ⅰ) 相と花崗岩との漸移帯　単斜輝石を淡緑色の角閃石がとりまく

* チタン鉄鉱には，磁鉄鉱と共生するものと，磁鉄鉱とは別に独立しているものとがある．前者のチタン鉄鉱は自形の磁鉄鉱の外側をとりまくものが多く，後者の場合は不規則な形をしめす．

** 黄銅鉱は緑泥石と共生するものが多い．不透明鉱物については，あらためてその詳細を報告する．

閃石の周縁に鱗片状に成長し，斑れい岩体の内部にみられる黒雲母のように角閃石と連晶をつくるものは稀である。またこの黒雲母はブドー石を包むことが多い。このような岩相では角閃石の青味が強くなる（第1表）。この青緑色の角閃石のなかには，ちり状のチタン鉄鉱の微晶* が散在することが多い。しかしこのチタン鉄鉱は，上述の鱗片状の黒雲母の周辺や，斜長石・石英のなかにはまつたくみられない。

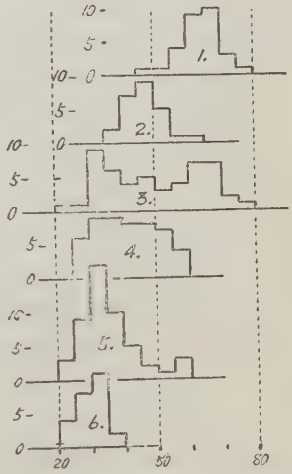
また小口川上流には，角閃石斑れい岩のなかに優白質の細脈が網目状に入りこむ部分があり（第7図），これと漸移する花崗岩質・半花崗岩質の部分に圧砕組織が残つており，この斑れい岩源の岩片が散在する。この岩片をとりまく優白質の部分には，カリ長石が濃集する。

第7図　花崗岩中に角礫状に散在する角閃石斑れい岩（小口川上流）とくに，角閃石斑れい岩の岩片の多い部分

ま　と　め

1.　角閃石斑れい岩について： 斑れい岩の (I) 相・(II) 相のいずれにも，面構造のけんちよな部分が多い（第3図）。この面構造・線構造のけんちよな岩相にも，また花崗岩形成の影響のいちじるしい岩相にも，他で報告されているようなケリファイト[2)9)14)]はまつたくみとめられない。また斑状変晶や破砕組織などもみられない。この面構造・線構造は，従来流理構造などと言われて来たものに対応するものである。この構成鉱物の平行配列は，すくなくとも斑れい岩形成期とはまつたく別の時代の造構運動，または花崗岩形成のいずれの影響によるものでもない。花崗岩体のなかの塩基性岩に関する報告[11)12)13)]は従来少くないが，この斑れい岩のように，花崗岩の構造とは異なつた，斑れい岩独自の岩体の構造と岩相とを保持しているものは決して多くはないようである。

また単斜輝石も，角閃石斑れい岩の (I) 相に多い。（この (I) 相・(II) 相の両岩相の関係は別にのべることにするが），両岩相の差は，花崗岩形成の影響のちがいにもとづくものでないことは明らかである**。この両岩相では，一般に斜長石の An 成分もいちじるしくことなる（第8図）。この斑れい岩は，花崗岩形成以前から，かなり Na に富む相と Ca が比較的多い相とに，すでにわかれていたことは明らかである。



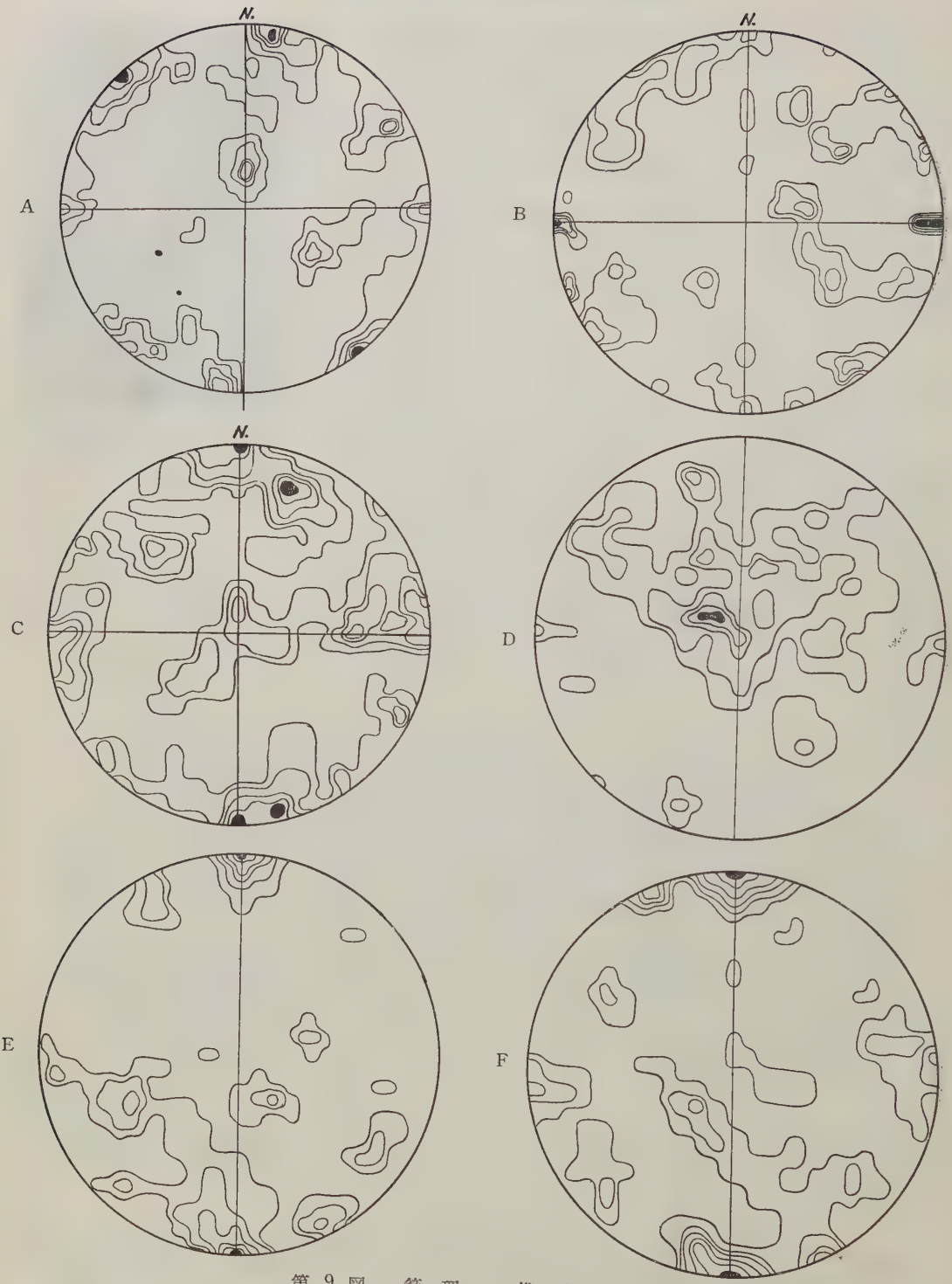
第8図　代表的な岩相の斜長石の An 成分（小口川花崗岩体）（横軸：An 成分，縦軸：箇数）
1.：角閃石斑れい岩-(I) 相（An 成分の平均のもつとも高い薄片による），2.：同-(II) 相，3.・4.：同-(I) 相，同-(II) 相と花崗岩との漸移帯，5.：角閃石斑れい岩の構造の残つている花崗岩相，6.：花崗岩

2.　角閃石斑れい岩と花崗岩との関係： 小口川花崗岩体のなかの角閃石斑れい岩の岩体の周縁部——この斑れい岩体の周辺の花崗岩——これら一連の岩相やその構造には，この小口川花崗岩の形成の機構を裏書きするいくつかの現象がふくまれている。それらのうち，主要なものにはつぎのようなものがある。(1) この花崗岩体の

---

*　これは六角柱状で，その長さは 0.02 mm 前後である．その主軸はそれを包んでいる角閃石の C 軸とまつたく平行である．このことは，このチタン鉄鉱の微晶の形成または再配列と，角閃石の青緑色化との密接な関連を示すものである．

**　飛騨変成帯の多くの斑れい岩の特徴は，角閃石の多いことであるが，この斑れい岩では，角閃石の大部分は斑れい岩形成期のものである．



第 9 図　節 理 の 構 造 図 型

A・D: 長棟川花崗岩, B・E: 小口川花崗岩, C・F: 小口川花崗岩中の角閃石斑れい岩（D・E・Fはその部分の面構造に投影面を，線構造に中央の線を向けて再投影したもの）（投影は南半球）0-2-4-6-8-10-12%

外形や，面構造・節理などの構造は，片麻岩や角閃石斑れい岩の分布・構造とほとんど関連しない。(2) 花崗岩の形成にともなつて，斑れい岩体の周縁部には，あらたに黒雲母および酸性斜長石が交代的に成長する。この新しい斜長石は，その成分がほぼ一定で，既存の斑れい岩の斜長石の成分とは相関しない(第8図参照)。このような交代的な岩相の変化が極度に進み，花崗岩質の岩相を示す部分も少くない。(3) 第7図のような岩相に類似のものは，他の変成帯[1)8)12)]でもしばしば報告されているが，ここでは，この岩相から漸移する星雲状～半花崗岩質片麻岩の形成をうながした地域的な破砕作用と，それにともなうけんちよな物質の移動により形成されたものであることがわかつた。

長棟川花崗岩体では，その面構造に平行に角閃石斑れい岩の岩脈が入りこんでいる。この岩体では，角閃岩質岩がいちじるしく花崗岩化を受けているのに対し，角閃石斑れい岩は，花崗岩形成の影響をほとんど受けていない。

3. 長棟川花崗岩の微斜長石：飛騨変成帯を通じて，斑晶状の大きな微斜長石は，ある構造帯――圧砕作用，あるいはそれにともなう再結晶作用のかなりはげしかつたところ――に分布する。

長棟川岩体では，斜長石とのあいだにミルメカイトをつくる微斜長石と，ミルメカイトを包むものとがあり，この両者にはすでにのべたようないろいろの相違がある。この2種の微斜長石の差異は，つぎのようなことによるものと考えられる。はじめにふつうの正長石の形で成長したカリ長石が斜長石を交代してミルメカイトを作り，同時に岩体全体に働いた圧砕作用を受けて，微斜長石の格子構造をもつようになつた。さらに，このあとでおこなわれたアルカリの移動は，ひき続いての圧砕作用を受けながらも，斑状変晶質の結晶の成長をうながし，またそれらのあいだを埋める新しい微斜長石の細粒結晶を作りあげた*。

4. 花崗岩体の構造と岩相との関係：各花崗岩体の内部構造のちがいには，その形成の機構のちがいをしめすものがある**。長棟川花崗岩体は，片麻岩類の構造や分布をもいちじるしく改変するような造構運動にともなわれて，角閃岩質岩を先駆相として，その形成がおこなわれた。そうしてこの運動は，花崗岩形成の末期まで断続したと考えられる。角閃岩質岩の分布のしかた，平行節理・微斜長石の性質は，このことを裏書きしている。

これに対して小口川花崗岩体は，底盤状の岩体であるか，斑れい岩や石灰質片麻岩の組織をいたるところに残している。この岩相の不均質さは，花崗岩形成の以前にすでに形成されていた，おびただしい量の角閃石斑れい岩の存在にもよるものであるが，造構運動――それにともなう物質の移動のけんちよでなかつたことも，その要因であると考えられる。

5. 長棟川・小口川両花崗岩および角閃石斑れい岩の形成の時期：(飛騨変成帯の中核部の多くの花崗岩体は，たがいに飛島状にはなれて分布するため，その相互の関係もよくはわかつていない。またこれらの花崗岩のうち，古生層との直接の関係の知られているものは稀である)。長棟川・小口川両花崗岩体も，あきらかに手取統に不整合におおわれているが，古生層の分布域から非常に離れているため直接の関係は不明である。しかし，片麻岩形成とは時代を異にすることは明らかである。角閃石斑れい岩の形成の時期は，明らかに小口川花崗岩形成期以前であるが，この両者は随伴して分布し，一連の深成活動の産物であることを示している***。

長棟川花崗岩体にみられる角閃岩質岩は，角閃石斑れい岩とはまつたく関連がみられない。この花

* 微斜長石については，重要な問題があるので，詳細は別に報告する予定である．

** 面構造・線構造の特徴は，それらが花崗岩形成期のものであることを示している．また節理についても，それと面構造・線構造とのいちじるしい相関（第9図参照）は，節理の大部分が一次的なものであることを裏書きしている．

*** この問題については別に詳細に報告する．

崗岩体のなかの角閃石斑れい岩の岩脈* は，この花崗岩形成期の後期の造構運動に支配されて迸入したものと考えられる。

この長棟川・小口川両花崗岩体のなかの角閃石斑れい岩は，いちじるしく規模は異なるが，分布のし方や，構造・岩相の点でも，ほゞ同時期に生成されたものと考えられる。また，長棟川花崗岩体の構造に類似のものは，小口川花崗岩にはみられず，むしろそのなかの角閃石斑れい岩にうかがわれる。

したがつて，小口川花崗岩は，長棟川花崗岩の形成におくれて形成されたものと結論される。

* これに類似の例には，最近 Kahma[7] の報告がある．いわゆる岩脈状補かく岩[4]，Relict Dike[3] などとはかなり異なるものである．

引 用 文 献

1) Compton, R. R. (1955): Trondhjemite Batholith near Bidwell Bar, California. *Geol. Soc. America Bull.*, **66**, 1.
2) Fischer, G. (1930): Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen. *N. Jb. für Min. B. B. Abt. A*, **60**.
3) Goodspeed, G. E. (1955): Relict Dikes and Relict Pseudodikes. *Amer. Jour. Sci.*, **253**, 3.
4) 牛来 正夫 (1948): 塩基性岩に見られる花崗岩化作用の1例 (演旨)，地質雑，**54**, 636.
5) 飛騨グループ (1953): ひだ変成帯団体研究，地球科学，**13**.
6) 今村 外治 (1933): 富山県下神通川流域の中生層に就いて (予報)，地質雑，**40**, 477.
7) Kahma, A. (1951): On Contact Phenomena of the Sutakunta Diabase. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 152.
8) 小田 博 (1942): 天竜峡附近の花崗岩類，東大農学部演習林報告，30.
9) 小林 英夫 (1953): 岐阜県吉城郡坂上地域に見られる塩基性岩類と星雲状片麻岩 (飛騨変成帯の研究・其の2)，北海道地質要報，22.
10) 小林英夫・春日井昭・青木 斌・成田英夫・山田敬一・鈴木 守・長谷川潔・平井芳郎 (1954): 富山県八尾南方の花崗岩の構造 (演旨)，地質雑，**60**, 706.
11) Leinz, V. (1932): Die Amphibolite des südlichen Odenwaldes und Graniten. *Min. Petr. Mitt.*, **42**.
12) 渡辺 昇井 (1952): 北部阿武隈高原における細粒塩基性岩の花崗岩化作用，地質雑，**58**, 680.
13) Wiman, E. (1930): Studies of some Archaean Rocks in the Neighbourhood of Upsala, Sweden and their geological Position. *Bull. Geol. Inst. Upsala Univ.*, 23.
14) 吉沢 甫 (1949): 西南日本領家帯に帯状配列するノーライト群，地球科学，1.

男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究（第1報）

——入道崎・赤島附近の花崗岩質基盤岩および第三紀火成岩類について——*

宮　城　一　男**・宇留野勝敏**

(1955 年 11 月 21 日受理)

Stratigraphic and Petrographic Studies on the Green Tuff Formations in the Oga Peninsula, Akita Prefecture (1)

——On the Basement and the Tertiary Volcanic Rocks——

Kazuo Miyagi and Katsutoshi Uruno

(Abstract)

The Daishima and Sugoroku formations which comprise the lower part of the Neogene rocks in the Oga Peninsula, Akita Prefecture, have been studied by many petroleum geologists with regard to the volcano-stratigraphic problems concerning the basement of the oil-field Tertiary sediments in Northern Honshu.

The writers have been engaged in a stratigraphical and petrographical study of the volcanic complex, so-called green tuffs, developed in the northwestern part of the peninsula. As the result, these volcanic facies, the Aka-shima and Nyudo-zaki lavas are observed to be underlain by the granitic base rocks and are structurally controlled by NE-SW direction ("Nyudo-zaki direction").

In this paper the writers described their field observations and the petrography of these lavas and the basement rocks.

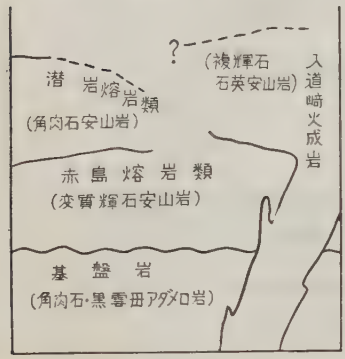
Ⅰ．ま　え　が　き
Ⅱ．基盤岩およびそれと赤島熔岩類との関係
Ⅲ．赤島熔岩類
Ⅳ．赤島熔岩類中のゼノリス
Ⅴ．入道崎火成岩およびそれと赤島熔岩類との関係
Ⅵ．入道崎火成岩中のゼノリス
Ⅶ．潜岩熔岩類基底の熔岩
Ⅷ．小貫入岩類について
Ⅸ．構造について
Ⅹ．変質について
Ⅺ．ま　と　め
Ⅻ．お　わ　り　に

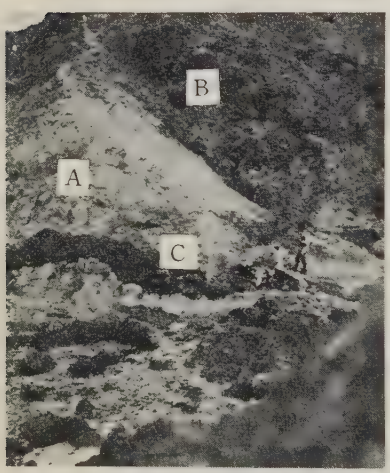
Ⅰ．ま　え　が　き

男鹿半島は東北裏日本の第三系層序標準地域として有名で研究報告[2][3][8][9][10][11]も多いが，半島西部山地一帯に分布する緑色凝灰岩層（いわゆる台島・双六層）についての詳しい研究はあまり行われていなかつた。筆者らは 1952 年以来，東北地方の他の緑色凝灰岩地域との関連性の下に半島における火成層序の確立，岩石の内容，構造などについて詳細な検討を続けてきた。その一部として本報で報告する地域は半島の西北端入道崎を中心に赤島・畠を結ぶ線の北，ほぼ 4 平方 km の範囲（第1図

* 1955 年1月　日本地質学会東北支部秋田部会総会で講演
** 東北大学理学部地学科地学第二（岩石鉱物鉱床学教室）

第 1 表
男鹿半島緑色凝灰岩層の層序 (1)
—宮城・宇留野 (1955)—





(1)　鬼の蛸附近の基盤岩
A：基盤岩（角閃石黒雲母アダメロ岩）
B：赤島熔岩(A)（変質複輝石安山岩）
C：岩脈(チタン輝石橄欖石粗粒玄武岩)

地質図）で秋田部会 (1954)[1] による赤島層・入道崎火成岩および門前層下部の一部分が分布する地域にあたつている。この地域については秋田における地質学会年会 (1954 年 5 月) でいろいろ討論され，火成岩類の内容，おたがいの関係などについてさらに詳しい地質図を作つて検討しなければ解決できないような種々の問題が出された。それらの点について筆者らは 2000 分の 1 実測地形図による精査を行なつた。本報では特にこの地域に見出された花崗岩質基盤岩およびその上位の第三紀火成岩類のおたがいの関係についての野外観察ならびにそれぞれの岩石学的特性について述べる。

なおこれらの火成岩類は半沢正四郎[4] による“西男鹿層群下部”にあたつているが，その呼び名については上記の資料に順じて入道崎火成岩，赤島熔岩類とし，また門前層最下部にあたる部分を潜岩熔岩類と仮称し，それらの関係は第1表に示した。

II.　基盤岩およびそれと赤島熔岩類との関係

半島第三系の基盤岩の一部をなす角閃石黒雲母アダメロ岩は鬼の蛸・権現岩・昆布浦の 3 ケ所にいずれも径数 10 m の小露出をなす*。この岩体は後述するように花崗斑岩に近い特色を示し，その石基にあたる部分の粒度も岩体内でかなりの変化があり，またゼノリスが多い点などから，小さな迸入岩体または大きな岩体の周辺相であると思われる。一般に片理はないが，風化面では片状の崩れ方が見られ，また巾数 cm のアプライト数本につらぬかれている。迸入時代についてはジルコン法**によるとジルコンは淡紅色で北九州糸島花崗閃緑岩（三畳紀）のものと類似していると報告されている。

この岩体は後述する赤島熔岩類の一部（変質輝石安山岩）によつておおわれている。その関係は鬼の蛸〔写真1〕および権現岩では一部はわりあいはつきりした境界で接するが，大部分は境界に近づくにしたがつて基盤岩は風化分解したように崩れて，アルコーズ状あるいは径数 cm～数 10 cm の丸味をおびた礫状となり，その間を熔岩がしみこんだように埋めている。また昆布浦では 15°～20°W の傾斜でわりあいはつきりした境界で，熔岩が基盤岩をおおつている。さらに赤島熔岩類中にはこの岩体をつくつている花崗岩と全く同じ岩石の円礫が多量に含まれている。

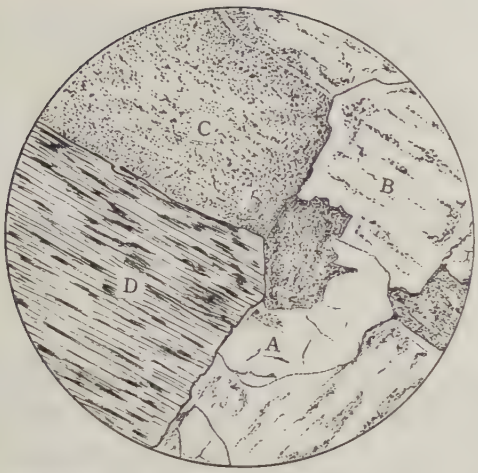
これらの事実から，基盤岩の風化面を赤島熔岩が不整合におおつたものと考えられる***。

なお，この地域に直接の露出は見られないが，赤島熔岩類中に多量に含まれる淡紅色黒雲母アダメロ岩も基盤の一部であると思われる。

---

*　この岩体は，従来赤島層中の大きなゼノリスであると考えられていた．
**　九州大学理学部地質学教室唐木田芳文氏の鑑定．
***　一部は断層で接している．

第1図　男鹿半島緑色凝灰岩層地域の地質図 (1)
(赤島～入道崎～畠)



第2図　基盤岩（角閃石黒雲母アダメロ岩）
A：石　英　　C：アルカリ長石
B：斜長石　　D：黒雲母
(Open nicol ×20)

〔岩石記載〕

角閃石黒雲母アダメロ岩〔Nos. 1,2,3〕*（基盤岩）

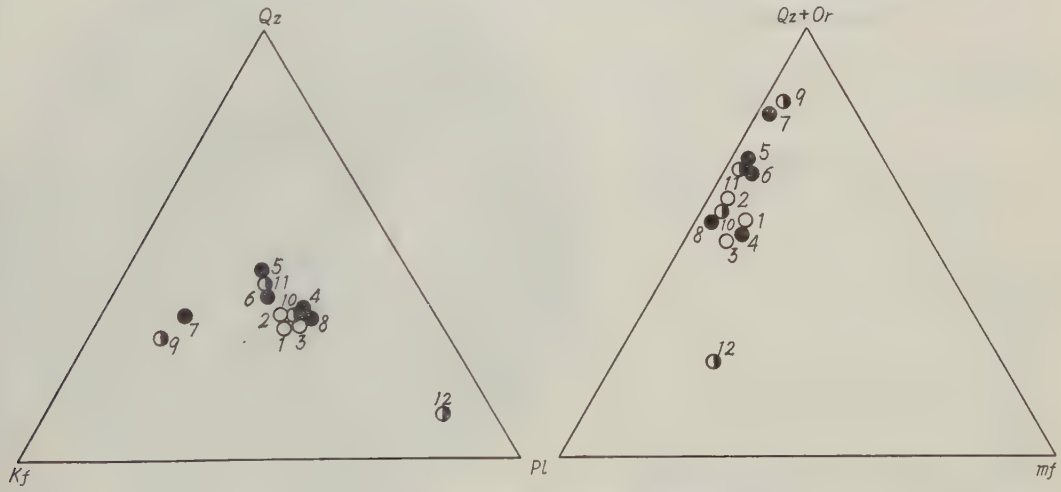
〔肉眼的特性〕 中粒あるいは粗粒，斑状で，淡紅色のアルカリ長石と淡緑色の斜長石を含み，緑泥石化した黒雲母のほかは有色鉱物は少ない。

〔顕微鏡的特性〕 やゝ斑状の半自形粒状組織を示し，斑晶状の石英・斜長石・黒雲母の間を細粒の石英・アルカリ長石がみたしている。

石英：容積比**27.7～32.2%，0.5～2.8 mm，半自形あるいは他形，波動消光がいちじるしく，アルカリ長石と接する場合周縁が粗雑な微文象共生をなすことが多い。

アルカリ長石：容積比 26.7～28.7%，0.5～2.0 mm，半自形あるいは他形，パーサイト構造を示すが，曹長石葉片は不規則，不明瞭で少ない。Or $_{80\sim85}$***，$2V\alpha=61°\sim81°$，変質が進み，二次石英・絹雲母を生じている。

斜長石：容積比 34.7～35.7%，1.0～4.0 mm，半自形あるいは自形，卓状または粒状，アルバイト-カールスバット双



第3図　基盤岩類の鉱物成分（容積）比

○ 1. 基盤岩〔No. 1〕
○ 2. 〃〔No. 2〕
○ 3. 〃〔No. 3〕
● 4. 赤島熔岩類中のゼノリス〔No. 15X〕
● 5. 〃〔No. 18X〕
● 6. 〃〔No. 19X〕
● 7. 〃〔No. 24X〕
● 8. 〃〔No. 22X〕
◑ 9. 入道崎熔岩中のゼノリス〔No. 32X〕
◑ 10. 〃〔No. 34X〕
◑ 11. 〃〔No. 39X〕
◑ 12. 〃〔No. 40X〕

* 〔 〕内番号は標本番号（Xはゼノリス）で，その採集地点は地質図に示した．

** 本報中の深成岩の鉱物成分容積比は，ポイントカウンターによる測定に基づいた．測定値は一括して〔第3図〕に示した．

*** 本報中のアルカリ長石の Or% は浸液法によつて得られた屈折率（γ）の値により，Tuttle (1952)[12] の表より求めた．

晶などのC型双晶が普通で，弱い累帯構造があり，成分は* $An_{30\sim47}$ で $An_{0\sim10}$ の縁を持つていることが多い。また高温型・低温型** の両型のほか区別のはつきりしないものが多く，中間型のものもあるのではないかと思われる。

黒雲母：少量，0.5～3.0 mm，自形，卓状，ほとんど緑泥石化し，燐灰石・ジルコンなどの包有物がある。

角閃石：稀または少量，0.5～2.0 mm，自形，短柱状　Z′＝褐，X′＝淡褐，$2V\alpha=72°$，$c\wedge Z=18°$，石英・絹雲母・炭酸塩などを生じている。

そのほか副成分として，褐簾石（0.3 mm，自形，Z′＝濃褐，X′＝淡黄褐，$2V\alpha=55°$）および燐灰石・ジルコンなどがある。

III. 赤　島　熔　岩　類

基盤岩を不整合におおう赤島熔岩類は，長手崎を中心に，入道崎および弁天岩に分布する変質安山岩類で，A）変質複輝石安山岩，B）変質輝石安山岩（花崗岩の円れきを多量に含む），C）角礫状変質輝石安山岩，D）集塊岩にわけられる。全地域にわたつてこれらが密接に関係しあつて非常に複雑な岩相を示すのが特色であるが***，A）および B）は基盤岩に接していること，C）は A）B D）の上をおおつているばあいが多いことなどから，一応下位より上位へ B—A—D—C の順に重なつているものとみなされる。

〔岩石記載〕

(A)　変質複輝石安山岩〔Nos. 4, 5, 6, 7〕

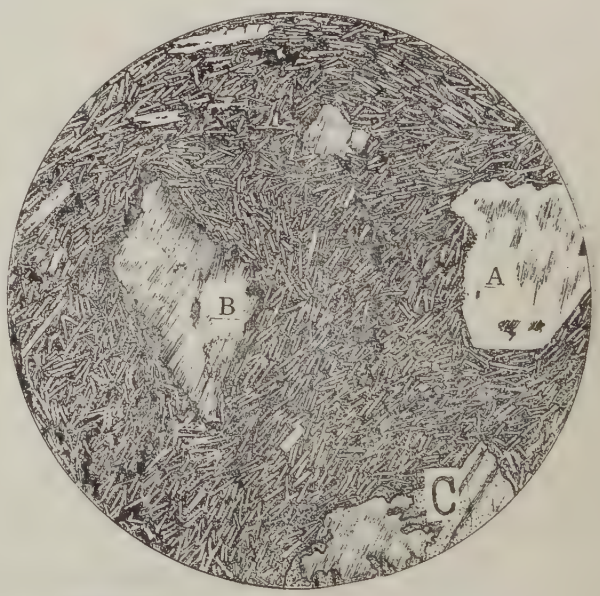
〔肉眼的特性〕淡緑色，斑状構造は明らかでない。いちじるしく変質している。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕斜長石：0.4～1.2 mm，自形，柱状，カールスバット双晶およびアルバイト双晶，弱い累帯構造を示し，$An_{4\sim12}$，$2V\gamma=75°\sim77°$，低温型で，絹雲母化・緑泥石化がいちじるしい。

紫蘇輝石：少量，0.8 mm，半自形～自形，短柱状，Z′＝淡緑色，X′＝淡褐色，$2V\alpha=68°\sim72°$，緑泥石化。

普通輝石：稀，0.6 mm，自形，短柱状，淡褐色，劈開明らか，$c\wedge Z=53°$，$2V\gamma=65°$　一部炭酸塩化している。

〔石基〕多結晶質，針状斜長石（0.1 mm± $An_{0\sim3}$）が多量で，その間を緑泥石様鉱物粒（径 0.05 mm）および磁鉄鉱粒（径 0.05 mm 以下）が埋め，変質ガラスも少量含まれる。斜長石の並び方が一定方向をしめし，いわゆる trachytic 構造に似た pilotaxitic 構造を示す。変質がいちじるしく石英・緑簾石・緑泥石・炭酸塩・絹雲



第4図　赤島熔岩（A）（変質複輝石安山岩）
A：斜長石
B：紫蘇輝石（緑泥石化）
C：普通輝石（炭酸塩化）
(Crossed nicols ×20)

*　本報中の長石の成分は浸液法および自在廻転台による光学的性質の測定に基づいて決定した。
**　本報中の斜長石の低温型・高温型の判定は自在廻転台による光学的方位の測定に基づいた[6][13]。
***　A）B）D）をわけて mapping することは難かしい。C）は地質図に示されるように高地形にブロック状に分布するばあいが多い。

母・鉄鉱類などを生じている。

(B) 変質輝石安山岩〔Nos. 8, 9, 10, 11〕

A）と違う点は，やゝ粗粒，斑状であることと非常に多量の花崗岩円れきおよび破片を含むことである。鏡下では斑晶は斜長石 $An_{2\sim8}$，低温型，$2V_\gamma=77°\sim89°$ と全く緑泥石化・炭酸塩化した普通輝石・紫蘇輝石を含み，そのほか明らかに花崗岩中の石英・カリ長石・黒雲母などが，ゼノクリストとして多量に含まれている。石基は全く変質し microfelsitic 様構造を示す。

(C) 角礫状変質輝石安山岩〔Nos. 12, 13, 14〕

〔肉眼的特性〕 淡紫色～緑灰色，角礫状，角礫は 2 cm～5 m，縞模様の流理の発達するものもあり，特に風化面によくあらわれている。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕斜長石：0.3～1.2 mm，自形，柱状，$An_{0\sim6}$，低温型，$2V_\gamma=69°\sim84°$，緑泥石化・絹雲母化している。そのほか，全く緑泥石化・炭酸塩化した紫蘇輝石・普通輝石を少量含む。

〔石基〕 A，B 両型にくらべるとガラスが多く，hyalopilitic 構造を示す。

(D) 集 塊 岩

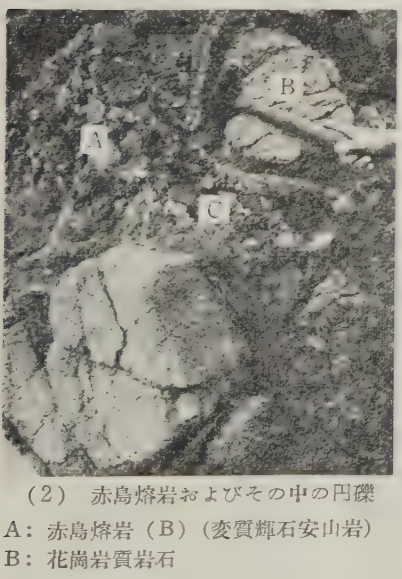
上記熔岩類の礫片を多量に含む集塊岩。

IV. 赤島熔岩類中のゼノリス

(1) 花崗岩質岩石 非常に多量で，大きさはいろいろあつて，長径 5 m のものまである。外形は一般に丸く，角ばつたものは少ない。肉眼および鏡下により次のように大別できる。

(A) 角閃石黒雲母アダメロ岩〔Nos. 15X, 16X, 17X〕 これは鬼の蛸そのほかで基盤として露出しているものである（記載Ⅱ）。

(B) 淡紅色黒雲母アダメロ岩〔Nos. 18X, 19X, 20X, 21X〕 ゼノリスとして最も多量に含まれ，この原岩の露出はないが基盤の一部をなすものと思われる。



（2） 赤島熔岩およびその中の円礫
A：赤島熔岩（B）（変質輝石安山岩）
B：花崗岩質岩石
C：変 質 環

〔肉眼的特性〕 やや粗い等粒状で，肉紅色あるいは淡褐色のアルカリ長石が目立ち，有色鉱物は少なくほとんど変質している。

〔顕微鏡的特性〕 半自形等粒状組織で時にやゝ斑状を示す。

石英：容積比 38.8～42.2%，0.3～3.0 mm，自形または半自形，波動消光を示す。

アルカリ長石：容積比 27.5～27.9%，0.5～2.0 mm，半自形，パーサイト構造を示す。$Or_{80\sim85}$，$2V\alpha=63°$ 変質が進んでいて二次石英・絹雲母を生じている。

斜長石：容積比 26.8～28.3%，0.5～4.0 mm，自形または半自形，卓状あるい粒状，カールスバット双晶は少ない。累帯構造はほとんど認められないが，ちり状包有物で汚れた核がある。$An_{3\sim16}$，低温型，時に周囲の石英と粗雑な微文象共生をなす。絹雲母化がいちじるしい。

黒雲母：稀～少量。

そのほか副成分としてジルコン・燐灰石・白雲母（0.3 mm，自形）などがある。

(C) 角閃石花崗岩〔No. 24X〕，アプライト〔No. 23X〕，ペグマタイト〔No. 26X〕なども少量ずつ含まれる（記載省略）。

なお，これらのゼノリスが丸いのは水磨かそれに近い機械的作用によるものと思われ*，熔岩による再熔融の跡は認められない。一般に絹雲母化がいちじるしく，時には，熔岩中の礫がちようどかぼ

* 基盤花崗岩を不整合に赤島熔岩がおおつた1つの証こと考えられる．

ちやを割つたような形で〔写真 2〕周囲から数cmの巾だけ残して熔岩と共に風化を受けているのが認められる。鏡下で周囲の部分が内部よりも長石を交代した絹雲母がやゝ粗粒になつている位で，見かけ程の違いはない。

（2） 変質輝石安山岩〔No. 27X〕 肉眼的には暗紫色，斑状で，鏡下では斜長石（$An_{55\sim57}$）のほか緑泥石化した輝石類を含む。全体的に変質いちじるしく，炭酸塩・緑泥石・緑簾石・絹雲母などを生じている。このゼノリスの原岩はこの地域には露出していないが，赤島熔岩類下位の第三紀火成岩を示すものとして注目される。

V. 入道崎火成岩およびそれと赤島熔岩類との関係

入道崎火成岩（複輝石石英安山岩）は従来半島最下部の火成岩と考えられていたが，筆者らの資料によると基盤岩・赤島熔岩類および潜岩熔岩の一部をつらぬく岩脈状のものと*，また赤島熔岩の上位に接する熔岩流状のものとがある。両者の活動時期はほとんど同じであると思われる。大部分は熔岩流状の産状で，入道崎およびねてき岩向いの海岸で赤島熔岩と接し，接触面近くには急冷周辺相が認められるが，赤島熔岩の流理面と入道崎火成岩の流理面がほとんど一致し，また上限が不明なので熔岩流としておおつているのか，岩床として接しているのかはつきり断定はできない。

弁天岩では岩脈として赤島熔岩をつらぬき，その境界は約 100 m にわたつて連続して見られ，また途中で枝分れして赤島熔岩をつらぬいている。接触面ではやはりわずかに急冷周辺相が認められる。この境界の延長方向昆布浦では基盤の花崗岩をつらぬいている。なお，この附近の花崗岩はいちじるしく圧砕されており，入道崎火成岩の噴出は断層破砕部にともなつたものと推定される。さらにこの境界の延長方向にあたる島海岸の入道崎火成岩は流理の方向・岩質ともに岩脈状のものに類似している。

入道崎火成岩中には径 3 cm～3 m のいろいろな角礫状のゼノリスを多量に含んでいる。その中には後述するように基盤の花崗岩・赤島熔岩類・潜岩熔岩類下部**の一部の岩石などが含まれている。また入道崎火成岩は西黒沢層・台島層の基底礫岩中に礫として含まれることから，その活動は西黒沢層・台島層堆積以前であることは確かである***。

〔岩石記載〕 複輝石石英安山岩〔Nos. 30, 31, 32, 33, 34〕

〔肉眼的特性〕 暗紫色，斑状で，斑晶の石英・斜長石および種々のゼノリスを多量に含む不均質な岩石である。

〔顕微鏡的特性〕〔斑晶〕斜長石：多量，0.6～2.6 mm，自形，柱状，アルバイト双晶が多いが，カールスバット双晶，ペリクリン双晶もある。累帯構造を示し，$An_{43\sim50}$（周縁は $An_{28\sim35}$），高温型で，時にこの斑晶を網状に交代する An_4 位の成分の高温型斜長石が見られる。わりあい新鮮であるが，一部変質し炭酸塩・緑泥石・絹雲母などを生じている。

石英：斜長石に次いで多量，0.6～2.6 mm，自形，粒状，融触形を示し，波動消光は認められない。

紫蘇輝石：上記の2種鉱物よりは少量，0.4～2.6 mm，自形あるいは半自形，柱状，新鮮なものは劈開明らかで，Z'＝淡緑，X'＝淡褐，$2V\alpha=65°$，大部分は緑泥石（－ペニナイト）化している。

普通輝石：紫蘇輝石よりやや少量，0.4～1.0 mm，自形，短柱状，劈開明らかで (100) 上の双晶を示すものもある。$c\wedge Z=42°\sim48°$，$2V\gamma=47°\sim54°$。

---

* 潜岩熔岩をつらぬく野外資料はないが〔V〕で述べるように潜岩熔岩の一部をゼノリスとして含んでいることから，今の所，一応このよう考えている。

** 入道崎火成岩と潜岩熔岩との関係については第Ⅱ報で詳述する。

*** 入道崎火成岩の活動の上限について，さらに検討中である。

（3）　入道崎火成岩およびその中のゼノリス
A：ゼノリス（赤島熔岩）
B：ゼノリス（基盤岩）

第5図　入道崎火成岩（複輝石石英安山岩）
A：石　英
B：斜長石
C：普通輝石
D：紫蘇輝石（緑泥石化）
(Open nicol ×20)

このほか石英・アルカリ長石・黒雲母などのゼノクリストがある（大部分は基盤岩中のものと同定される）。

〔石基〕　ガラス質でその中に粒状石英（径 0.05～0.08 mm）・針状斜長石（0.1 mm, An26~38）・粒状淡緑色輝石（径 0.1 mm, 2Vγ=60° c∧Z=52°）・磁鉄鉱（径 0.1 mm 以下）・紫蘇輝石（0.1 mm, 全く緑泥石化）・燐灰石（0.08 mm）などがある。ガラスは褐色でいちじるしい流理構造を示し，一部に径 0.1 mm 位の菊花状の石英の集合が見られる*。そのほか緑簾石・緑泥石・炭酸塩などを生じている。

岩脈状の部分（オハ岩・昆布浦・畠海岸）〔Nos. 35,36,63,64〕はやや細粒，均質で，ゼノリスが少なく，石基はガラスが多く流理もよりいちじるしい。

赤島熔岩との接触部〔Nos. 37,38〕では石基がほとんどガラスで perlitic 構造を示し，また一部では流理がいちじるしい。ガラスは緑泥石化し，斑晶は絹雲母化がいちじるしい。

VI.　入道崎火成岩中のゼノリス

（1）　花崗岩質岩石　種類は赤島熔岩中のものとほとんど同じで，（A）角閃石黒雲母アダメロ岩〔Nos. 32X, 34X〕，（B）淡紅色黒雲母アダメロ岩〔No. 39X〕など基盤岩のもののほか，（C）閃緑岩〔No. 40X〕などが認められる。一般に新鮮であるが，一部緑簾石化，緑泥石化している。

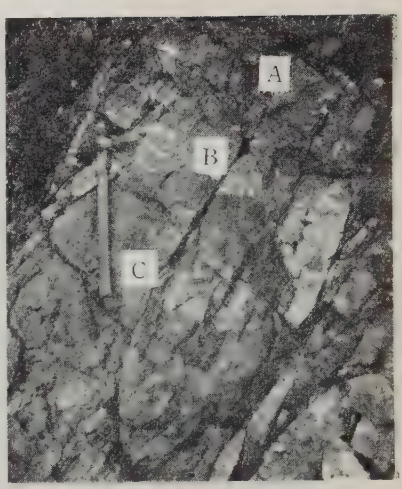
赤島熔岩中のゼノリスといちじるしく違う点は，一般に非常に輪かくがはっきりしていて角ばったものが多いことである。大部分は熱変成作用の跡も認められず，わりあい浅い所でとりこまれたものと思われる。しかし岩脈状の部分には輪かくがいちじるしく湾入し，周縁部の鉱物粒がばらばらに離れ，その間を microfelsitic な物質が埋め，また，黒雲母が濃褐色のガラスに変っているものもある〔No. 41X〕。これはおそらくやゝ深い所でとりこまれて部分的な再熔融を受けたものであると考えられる。

（2）　変質複輝石安山岩〔Nos. 33X, 40X, 42X〕　赤島熔岩A型と同定される。斜長石は An3~9,

* おそらく脱ガラス作用によるものと思われる。

低温型，$2V_\gamma=87°\sim95°$ で，基盤の花崗岩のゼノリスを含んでいるものもある。

（3） 変質輝石安山岩〔Nos. 43X，44X，45X〕赤島熔岩B型と同定される。斜長石 $An_{3\sim8}$，低温型 $2V_\gamma=70°\sim85°$，このゼノリスは〔写真 4〕および〔地質図〕に示されるように，時に径 2～15 m の円形状をなし，周縁が環状の変成帯をつくつていることが特色である。この環状の変成帯は鏡下で炭酸塩・緑簾石・赤鉄鉱・緑泥石・石英などが斑晶の斜長石や有色鉱物および石基を交代し，一種の hornfels 様構造を示す。変成の程度はゼノリスの内側より外側に向つていちじるしく，これは入道崎火成岩が赤島熔岩を捕獲した前後の熱変成作用のためと考えられる。



（4） 入道崎火成岩中のゼノリス
A：熔　岩
B：変 成 帯
C：ゼノリス（赤島熔岩）

（4） 角礫状角閃石安山岩〔No. 46X〕後述する潜岩熔岩基底の熔岩と同定される。斜長石（$An_{15\sim21}$，低温型）・角閃石（オパサイト化）を含む。

（5） 変質輝石安山岩〔No. 47X〕赤島熔岩類中に含まれていたゼノリス（2）と同じもので，赤島熔岩類下位の火成岩と思われる。斜長石は $An_{61\sim71}$，低温型(?)のものと $An_{53\sim54}$，高温型のものとが共存している。

（6） 複輝石角閃石斑岩〔No. 48X〕肉眼的には紫黒色，斑状で，鏡下では斜長石：$An_{44\sim63}$，高温型，紫蘇輝石：Z'＝淡緑，X'＝赤褐，$2V_\gamma=51°$，普通輝石：淡黄灰，$c\wedge Z=45°$，$2V_\gamma=52°$，角閃石：Z'＝褐，X'＝黄褐，$c\wedge Z=16°$，$2V_\alpha=74°$，石基は microfelsitic 構造である。このゼノリスの原岩も本地域には直接露出していないが，赤島熔岩中あるいは下位の貫入岩と思われる。

第6図　チタン輝石橄欖石粗粒玄武岩（岩脈）
A：斜 長 石　　D：橄 欖 石
B：チタン輝石　　E：チタン鉄鉱
C：緑 泥 石
(Crossed nicols ×20)

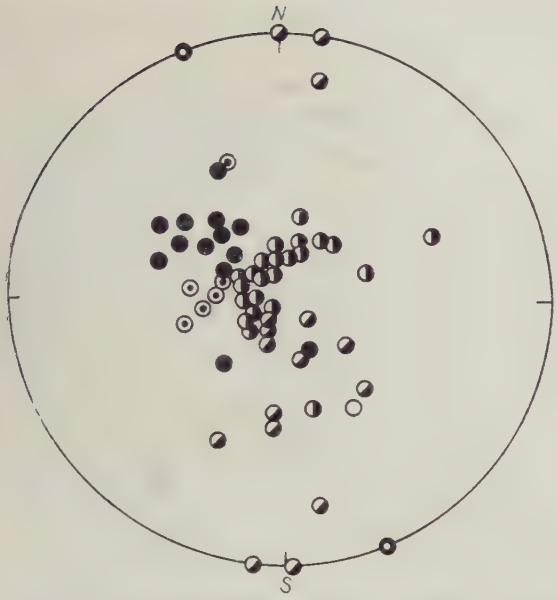
VII. 潜岩熔岩類基底の熔岩

門前層下部の熔岩類に対して，筆者らは潜岩熔岩類と仮称しているが，本地域ではその基底の熔岩の一部(カリ長石を含む変質角閃石安山岩)が赤島海岸・島海岸にみられる。
その詳しい記載および赤島熔岩類，入道崎火成岩との関係については第Ⅱ報でのべる。

VIII. 小貫入岩類について

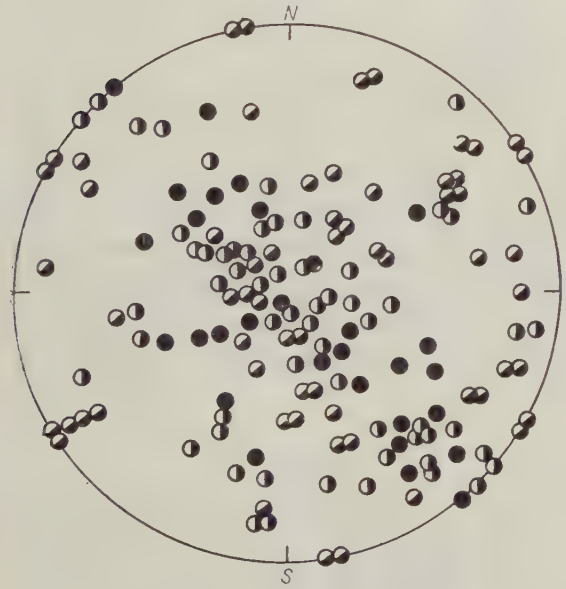
基盤岩・赤島熔岩類および入道崎火成岩をつらぬく小貫入岩類には次の 5 つの種類がある。その中にはサブアルカリ岩質のものもあることは注目される。

〔岩石記載〕 **（1） チタン輝石橄欖石粗粒玄武岩**〔Nos. 52, 53, 54〕



7図—(1)　流理構造のステレオ投影

◑ 入道崎火成岩(熔岩流状)　⊙ (熔岩流状)　入道崎火成岩と赤島熔岩類との接触面
◪ 入道崎火成岩（岩脈状）　○ (岩脈状)
● 赤島熔岩類



第7図—(2)　節理のステレオ投影

◑ 入道崎火成岩（熔岩流状）
◪ 入道崎火成岩（岩脈状）
● 赤島熔岩類

肉眼的には黒色，粗粒で，鏡下では斑晶は斜長石：$An_{71\sim78}$，チタン輝石：Z′＝淡紫褐，X′＝淡黄，$c\wedge Z=24°\sim36°$，$2V\gamma=43°\sim50°$，橄欖石：Z′＝黄褐，X′＝淡黄褐，蛇紋石化，チタン鉄鉱などが認められ，石基は intersertal 構造を示す。

（2）黒雲母石英斑岩〔Nos. 55,56,57〕淡灰色，斑状で，鏡下では斑晶は多量の石英，パーサイト（$Or_{85\sim90}$）のほか，少量の斜長石（$An_{5\sim11}$），黒雲母・磁鉄鉱・燐灰石などが認められ，石基は microfelsitic 構造を示す。全体的に変質いちじるしく，絹雲母・緑泥石・炭酸塩などを生じている。

（3）変質安山岩〔Nos. 58,59,60〕淡緑色，やゝ斑状，斜長石 $An_{15\sim33}$，輝石類（全く緑泥石化）を含む。石基は pilotaxitic 構造を示す。全体的にいちじるしく変質している。

（4）変質流紋岩〔No. 61〕淡青灰色，非常に細粒，斜長石（$An_{0\sim6}$），石基は流理構造を示す。変質いちじるしい。

（5）橄欖石玄武岩〔No. 62〕黒色，斜長石 $An_{70\sim75}$，橄欖石を少量含み石基は intergranular 構造を示す。

IX. 構造について

本地域の構造を明らかにするために，筆者らは火成岩類の種々の構造を測定し，その値を〔第7図〕に示したようにステレオ投影図に整理した。その結果野外の観察と一致し，本地域の構造に次のような傾向のあることが認められた。

（1）火成岩類の流理　赤島熔岩類の流理は一般に走向 N10°～40°E，傾斜 20°～40°W を示し，入道崎火成岩では，(i) 熔岩流状のものでは走向 10°～40°E，傾斜 10°～20°W　(ii) 岩脈状のものでは走向 70°E～EW，傾斜 70°S～90°　(iii) 畠海

岸のものは i)・ii) の中間値を示す*。

（2） 火成岩類の節理　いずれも不規則で，一定ではないが，大体の傾向として NE 方向のものが多い。また入道崎火成岩の岩脈状の部分の節理は，流理に対して3つの方向を示す。

（3） 小貫入岩類の貫入方向　わりあい規則性があり，NE～SW の方向のものが大部分である。

（4） 断層　本地域では，大きな断層は認められないが，小断層の方向はすべて N 30°～60°E を示す。

（5） 基盤の構造　小岩体であるため，はつきりした構造は判らないが，節理の方向および岩体中の脈の方向などに NE の方向性が認められる。

以上述べたように，本地域の火成岩類の種々の構造には一定の方向性 (NE～SW) が認められた。筆者らはこれを "入道崎方向" と仮称することにした。上位の門前層になると構造が変り (EW, S 落ち，門前方向)，さらに上位の台島層・女川層ではまたいちじるしく変る (NS, E 落ち，男鹿方向)。これらの構造の関係については〔第Ⅱ報〕以後で述べる予定である**。

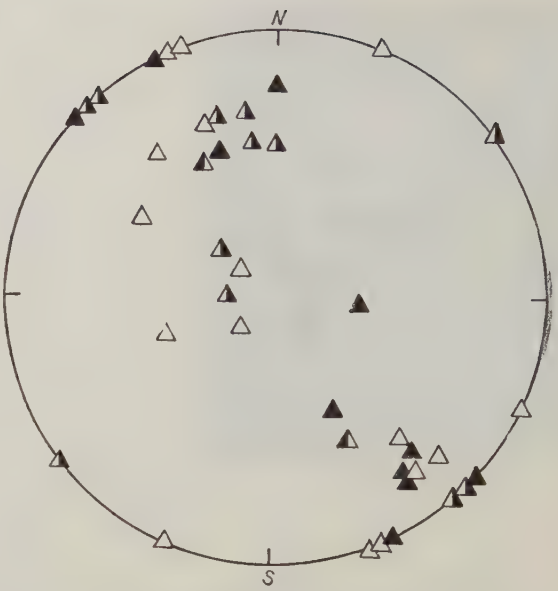
X. 変質について

本地域のそれぞれの岩石の変質については〔岩石記載〕でふれてきたが，一括して示すと〔第2表〕のようになる。主な 2, 3 の点について述べると

i) 基盤岩はいちじるしい絹雲母化作用を受けていること。

ii) 赤島熔岩類はいちじるしい propylitization を受けていること。

iii) 入道崎火成岩中のゼノリスはいちじるしい緑簾石化・炭酸塩化その他を受けて



第3図―(3)　小貫入岩類の貫入方向のステレオ投影
△ 石英斑岩　◭ 橄榄石玄武岩
◭ 変質安山岩　▲ 粗粒玄武岩

第7図―(4)　基盤岩の方向性と断層のステレオ投影
① 基盤岩の節理
○ 基盤岩中の脈の方向
⑦ 小 断 層

* 岩脈状のものから熔岩流状のものへ移行する部分であるかも知れない．その点なお検討中である．

** "入道崎方向" は火成岩類の種々の構造であり，門前方向や男鹿方向のような大きな意義を持つかどうか疑問であり，その点についても検討したい．

第2表　変　質　比　較　表

	緑簾石化作用	絹雲母化作用	緑泥石化作用	炭酸塩化作用	珪化作用	赤鉄鉱褐鉄鉱化作用	曹長石化作用
入道崎火成岩（熔岩流状）	++	+	+	+	++	±	±
〃　（岩脈状）	++	+	+	+	+	±	±
入道崎火成岩（熔岩流状）と赤島熔岩との接触部	+	++	+	+	+	±	±
入道崎火成岩（岩脈状と）赤島熔岩との接触部	+	++	+	+	+	±	±
入道崎火成岩中のゼノリス (1)	++	+	++	++	+	±	+++
〃 (2)	++	+	++	++	+	+	+++
〃 (3)	+ − −	−	+ +	+ +	+ +	+ +	+ ++
〃 (4)	+	+	++	++	++	+	++
〃 (5)	++	+	++	++	+	+	++
〃 (6)	+	+	+	−	−	−	±
赤島熔岩 (A)	++	+++	++	+++	+	++	+++
〃 (B)	++	+++	++	+++	++	++	+++
〃 (C)	+	++	+	++	++	++	+++
赤島熔岩中のゼノリス (1)	+	+++	++	+	+	±	+
〃 (2)	+	++	+	+	+	+	++
基盤岩	±	+++	+	+	±	+	+

+++ 非常にいちじるしい，　++ いちじるしい，　+ 普通，　± 稀，　− なし

いることなどが認められる。

XI. ま　と　め

（1） 鬼の鼻ほか2カ所に数 10 m の小露出をなす角閃石黒雲母アダメロ岩は半島の基盤の一部である。

（2） 基盤岩を不整合に赤島熔岩類がおおっている。赤島熔岩類は(A)変質複輝石安山岩，(B)変質輝石安山岩（花崗岩質岩石の円礫を多量に含む），(C) 角礫状変質輝石安山岩，(D) 集塊岩などの complex で，いちじるしい propylitization を受けている。

（3） 入道崎火成岩（複輝石石英安山岩）は基盤岩，赤島熔岩類の一部をつらぬくもの(岩脈状)，と赤島熔岩類の上位に接するもの（熔岩流状）とがある。

（4） 本地域の火成岩の種々の構造には一定の方向性（NE—SW，入道崎方向と仮称）が認められる。

XII. お　わ　り　に

上位の岩相についても引続き本報と同様の精査を続けているので，しだいに半島緑色凝灰岩層の全内容・層序・構造などについて明らかにできるものと考えている。

本報を終るにあたり，終始御指導をいただだいた石井清彦教授・大森啓一教授，加藤磐雄助教授に厚くお礼を申し上げる。また有意義な御意見をいただいた第一教養部の八木健三教授，秋田大学の藤岡一男・井上武両教授，加納博助教授に深く感謝する。

本研究には本部省科学研究費（1954）の一部を使用した。

文 献

1) 秋田部会 (1954): 地質学会総会地質見学案内書「男鹿半島」.
2) 藤岡 一男 (1950): 男鹿半島第三系の層序と構造, 石油技誌, **15**, 3号, 1～12 頁.
3) 藤岡一男・井上 武 (1952): 男鹿半島双六層より植物化石の発見(予報), 地質雑, **58**, 683 号, 361～363 頁.
4) 半沢正四郎 (1954): 日本地方地誌「東北地方」, 192～204 頁.
5) 加納 博・高安泰助 (1955): 男鹿半島真山流紋岩の研究—とくにアノソクレース流紋岩について, 秋田地資報, **13**, 1～14 頁.
6) Köhler, A. (1941): Die Abhängigkeit der Plagioklas-optik vom vorangengeganen Wärmeverhalten. *Min. Petr. Mitt.*, **53**, p. 24～49.
7) 宮城 一男 (1953): 男鹿半島西部地域の層序学的ならびに岩石学的研究, 東北大学岩鉱教室卒論(手記).
8) 大橋 良一 (1930): 男鹿半島の地質, 地質雑, **37**, 443 号, 740～753 頁.
9) 高橋 純一 (1940): 男鹿統の堆積輪廻 (Ⅰ, Ⅱ) 岩鉱, **23**, 2号, 30～38 頁, 5号, 32～41 頁.
10) 千谷好之助 (1928): 秋田県男鹿油田の地質地形図, 同説明書.
11) 外山 四郎 (1925): 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層, 北光, **20**.
12) Tuttle (1952): Optical Studies on Alkalifeldspars. *Am. Jour. Sci. Bowen volume*, p. 553～566.
13) Van der Kaaden, G. (1951): Optical Studies on Natural Plagioclase Feldspars with High and Low Temperature Optics. *Thesis. Geol. Inst. Utrecht. Univ.*

解　　説

ウムフローフ著「地球の鼓動」

星野　一男・松田　時彦・中村　一明・杉村　　新

The Pulse of the Earth: by J. H. F. UMBGROVE

358 pages, 8 plates, 2 tables, 204 figures, The Hague: Martinus Nijhoff, 1947

この本は 1935 年から 1945 年の間に著者が各地の大学で行つた講義をもととして書かれている．その議論の主な帰結点はつぎの2つである．1．地球の基本形（地殻の構造，海洋・大陸の分布，大地形・大構造）は pre-Cambrian 初期に定まつた（第8・11 章）．2．以後の地質現象は地球内部に原因をもち，地殻に広く働く compression が周期的に増減することのあらわれである．たとえば，造山運動（第2章），造盆地運動（第3章），火成活動（第4章），造陸運動（第5章），大陸のヘリの傾動運動（第6章），気候の変化（第9章），生物の進化（第 10 章）である．このうち造山運動・造盆地運動および火成活動に関しては章を改めて，とくに環太平洋の島弧を対象としてくわしくのべているが，地震や重力にもふれ，興味深い（第7章）．

第 1 章　空間と時間：この章は本書全体の序論である．地質学は地球というひろがりについての歴史科学であるから，まず空間や時間に関する概念をえておく必要があるとして，宇宙・太陽系・月の誕生・地球の内部構造・地球の年令などがひと通りのべられている．このなかで，著者が地球の年令をほゞ 20～30 億年と考えているのがわかる（7つぐらいの推定方法は，いずれもその程度の値をしめす）．最後に，侵蝕→地向斜→褶曲衛上→隆起という地殻の変化を著者自身のスケッチもいれて具体的且手短かに説明し，その周期性を強調している．

第 2 章　山脈系　地殻構造史をはじめて大規模に解析したのは SUESS であつた．しかし，いまそれとおなじ仕事をするには，資料があまりにも多すぎるので，そのためには各地域についての綜合的な論文によらなければならない．この本ではこうして集めた局地的な資料を綜合した結果として，造山運動を古い方から順に，Early Paleozoic (Caledonides) (3)，Late Paleozoic (Variscides) (1)，Mesozoic (4)，Cenozoic (2) の4期に整理し，大陸の構造の理解をこゝろみた．〔（ ）内の数字は著者の考えている規模の大きさの順序．〕こうしてみると，地殻に働く compression が周期的にしかも全世界的に増減していることがわかる．また，アンガラ・オーストラリアその他の楯状地では，まわりの地向斜が古い方から順に外がわへ移動していく傾向がみとめられる．しかしこれは一般的な法則ではない．コルディレラなどは逆になつている．さらに，地向斜におこつた事件に関連して大陸塊の沈降する現象がみられる．数例をあげれば，

地 塊 名	位置（現在は大洋）
Appalchia	Adpalachia 地向斜の東
Cascadia	Sierra Nevada の西
Scandia	Spitzbergen・Scotland の西　　などである．

第 3 章　盆地 (Basins) とくぼみ (Troughs)：いままでの多くの人々の分類名（正地向斜など）について議論するのを避け（これは付録でふれているが），大陸の中に存在している盆地やくぼみ（主に地質時代の）について独自の分類をますしめしている．この章の前半は，その各々の説明であり，後半ではそれを現在の地形に適用し，最後にこのような盆地やくぼみの形成と他の地質現象とくに造山運動との年代的関係をのべている．著者の分類は，

グループⅠ（褶曲構造と平行のもの）

タイプⅡ　**ヘリの深み** (Marginal deep)（褶曲帯のヘリにあるもの）例：ジャワ海溝

タイプⅢ　**造山帯の中のくぼみ** (Intramontane trough)（褶曲帯の中にあるもの）例：スマトラの油田地帯

グループⅡ（褶曲構造と平行でないもの）

タイプⅢ　**核状の盆地** (Nuclear Basin)（褶曲帯の核またはすきまにあるもの）例：ハンガリアの盆地

タイプⅣ　**不調和状の盆地** (Discordant basin)（褶曲帯の方向と無関係のもの）例：パリ盆地

この分類は，盆地やくぼみの岩相や火成活動の程度や種類よりも，それらが造山帯にたいしてどのような位置

にできたかという点におもきをおいたものである．世界各地の大陸盆地 (continental basins and troughs) をこれによつて分類し，付録の表Ⅰにしめしたのち，東インドの現在の海に例をとつて，Kuenen の海底地形をもとにした形態的分類が，そのまゝ著者の分類にあてはまるとのべている．すなわち，現在大陸の中にある（主として地質時代の）各種の盆地は，いずれも現在の海底地形にみることができるわけである．しかし，現在の深海盆地 (deep-sea basins) の堆積物と化石盆地のそれと似ている場合はむしろ少いが，これは，現在が Alpine 造山の影響をうけた異常時代であつて，海底のくぼみ (trough) が深くなつているということを考慮しなくてはいけない．これらの盆地・くぼみの起源やおいたちは，造山運動と密接な時期的関係があり，それはさらに地球内部の周期的な運動につながつている．地殻の compression の増加する時が地向斜の褶曲の時期であり，つぎの減少の時期に，山は隆起し同時に盆地が形成される．Variscian と Alpine の造山時に非常に多くの盆地が形成された．付録図版Ⅵに世界のグループⅠの主要盆地が，生成時期別にしめされている．

第 4 章　地殻と底層： 地殻の構造を第1図(主として Daly による)のようにかんがえると，マグマの活動のサイクルはつぎのように説明できる．

地殻（モホ面 (Mohorovičić discontinuity) より上部）に働く compression が増大する（周期的におこなわれる）と地殻は次第に下方に彎曲する．そうすると結晶質地殻の下部はとけて塩基性のマグマとなり，地表の地向斜性沈降部に塩基性～超塩基性の火山岩類として噴出する．ひきつゞいて地向斜内の堆積物は褶曲をうける．このときまでに地殻が異常な深所へくいこみシアル質の根ができるが，これは酸性底盤迸入のもととなる．Compression の減少期にはいると，この根の浮力によつて上昇し，地殻の均衡を回復しようとする．かくして，先の地向斜部に山脈がつくられる．こうした一連の過程で，薄かつたシアル層はふくざつな構造をもつようになり厚さが増加する．このメカニスムを原初シアル層から大陸と海洋底がわかれる過程にもあてはめられる．それは第8章において詳説をこゝろみる．なお盆地や沈降した大陸地塊の下部や，山脈の根のとけた部分のシアル質物質は大陸の隆起部をつくる地殻の下部へ対流などによつてはこばれ，造山帯以外の大陸も造山運動のたびに周期的に若がえつているとかんがえられる．

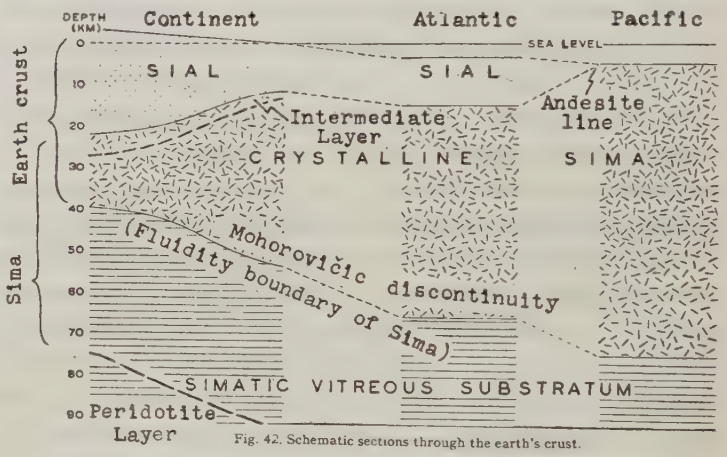


Fig. 42. Schematic sections through the earth's crust.

第1図　地殻の模式断面．この図は本書第 42 図に若干書きくわえたもの．書きくわえは本文によつた．

第 5 章　海面の変化： 第四紀に氷河の盛衰にともないこれに要する水の量だけ増減したため海面が変化したが，これは原因をよくわかつていることとしてこゝではあつかつていない．この章は主として地質時代一般にみとめられる海進・海退についてである．

はじめに，造盆地運動・氷河などのため地方的な海進・海退がおこることに注意し，その例として第四紀の海面変化と地盤運動との関係をハッキリさせたバルト海の例をのべている．

地質時代一般の海進・海退については，つぎの特徴がある．すなわち，1. 世界同時且同方向，2. 海面変化の量は氷の量や地方的な地盤運動では説明できない量で，振巾が数百 m～千数百 m と考えられる．3. 海進期は海退期よりも長い．4. 海退期は褶曲の時期と一致している．

これらのことから，地殻より下の或る原因のために，大陸全体が上り大洋底が沈むような運動によつて海退が行われるのであろう．褶曲もおなじ原因によると考える．海進の原因はその逆．

第 6 章　大陸のへり： 陸棚がどうして深さ 200 m ぐらいまでひろがつているのか？

氷期には 100 m ほど海面が低下したから，波の侵蝕作用や堆積によつてさらに 70～100 m の深さまで平らな

面ができたのだとする説がある．海面の位置から 70 m ほど下までそのような面ができることはたしかであるが，上の説では，陸棚のへりに見出される浅海性粗粒堆積物の存在（大西洋両岸，地中海南北岸，太平洋東岸）が説明できない．従つてどうしても最近に陸棚が大洋がわへ傾動したと考えなければならない．

他方，海岸段丘の高さその他から考えて大陸側は隆起をつづけているとおもわれる．

これらのことから，現在の海岸付近を蝶つがいの軸とする大陸縁辺部の傾動が考えられる．これは Bourcart が 1938 年に提唱した考えである．このような運動は地質時代にわたつて周期的に行われ，そのため現在の陸棚側へ傾いた面の上に新しい地層がたまつて，その上が陸棚の平が地層のプリズム（大洋らな面になり，陸棚の縦断面が三角形をつくつている）によつて構成されていたり，現在の陸棚より大洋側に古い傾いた陸棚の面が見出されたりしている．そしてこの傾動運動のため，大陸の方は侵蝕されて，シアル物質はたえず大陸から減り大洋底に増えるばかりになるはずであるが，実際にそうなつていないのは，地殻の下でシアル物質が大陸の下へはこばれているからにちがいない．この章のおわりに海底谷の問題をかなりくわしくあつかつている．その成因は，一部を陸上侵蝕に，一部を海底での過程に帰している．

第 7 章　弧状列島：この章は本書で最も長くまた最も鮮明に著者独自の考えがあらわれている．弧状列島にともなう諸現象(島列のカーヴしていること，地震・地磁気・火成活動・海溝・重力異常など）と，それらについての従来の説を前半で紹介し，後半で自説をのべ，これによつて上記の種々の現象を統一的に説明している．

地形　弧状列島が弧状をしていることの説明として，Lake, Lawson 等は弧状列島の基部で地表にまじわる衝上面（これと地表との交線が弧状になる）を考えたが，現在はこれ以外によい説がない．

地震帯　深発地震もふつうの地震も本質的にはおなじメカニズムにより生ずる．中くらいの深さの地震は浅発地震の多い地域にともなつているが，深発地震はだいたい太平洋の縁辺地域にかぎられている．これらのことから太平洋周辺に沿い大陸がわの深所（700 km ぐらい）まで達している辷り面（shear zone）の存在が推量される．この面の地殻下の部分は潜在的な辷り面で，おそらく島弧の位置に関係している熱対流によつて生じたものであろう．

地磁気　地球上の地磁気異常の分布をみると，そのようすは深発地震の分布や熱対流の説とやゝ調和するようにもみえるが，あまりハッキリしない．

火山活動と深成活動　火成活動の様相と，弧状列島の構造的位置や地史との間に著しい関係があるとして，主に van Bemmelen の文章を引用している．

深海盆地と海溝　Lawson は，海洋底のシマ質物質の大陸へむかう流れのため大陸と海洋の境の付近にわれ目ができ，こゝにかんらん岩が迸入し，且それは重いので均衡をたもつためにそこが低まつて海溝になると考えた．しかし現在は多くの点で事実にあわない．

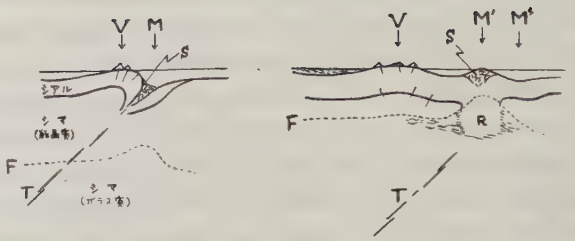
均衡異常　太平洋ではグァム島付近を境として，その西ではじめて強い負の重力異常，すなわち，シアル質の地殻の存在をしめす．東インドの場合はグァムの場合と，負の重力異常帯の位置がちがう．このちがいはシアルや砕屑物の量のちがいによる．

綜合　この項で，著者の考えがハッキリのべられる．地殻に働く compression の増加する時期に，地殻は波状（波長 200～400 km）の変形をする．Compression したがつて波の振巾の増加はついに地殻の弱所を破壊し，その部分は下方にまがり，シマ質の底層に突つこんだシアルの根（Sialic root）をつくる．この部分が負の重力異常のいちじるしい帯であり，また深発地震で表現される辷り面と地表と交わる帯であり，且一重弧（single arc）の海溝（第 2 図の M）または二重弧(double arc）の外側弧（outer arc）（第 2 図の M′）に相当するものである．一重弧になるか，二重弧になるかは，その場所のシアルの厚さと供給された堆積物の量による．それらが充分でない場合は一重弧で下方彎曲の場所が海溝になる(マリアナ弧など)．充分にある場合は，下方彎曲のおこる所にある堆積物がしぼりあげられて隆起し，外側弧ができる(東インド・琉球など)．第 2 図参照．

東インドの弧状列島では，このようなシアルの根の形成期は，少くとも Triassic のはじめ以後何回もあつた．最近では Miocene 新期のものがいちじるしい．つぎにくる compression の減少期にはシアルの根は均衡を回復するまで上昇し，またシアルの根が地下で熔融し拡散する．このようなそれぞれの時期に対応して，外側弧の隆起・

沈降，堆積盆地の生成・褶曲，火成活動の強弱などがおこる（くわしくは本書第123図など参照）．

マリアナ弧のような一重弧は，フィリッピン・琉球からマリアナまでのうすくシアルのある地域と，シアルのない大洋底とのさかい付近にできたものであり，琉球弧のような二重弧は，シアルのうすいフィリッピン海と，シアルが大陸とおなじくらい厚い東支那海との境にあり，しかも多量の物質を供給されて生じた弧状列島である．このような一重弧・二重弧のちがいと同様に，アルプス・ヒマラヤの大山脈と東インドの弧状列島とのちがいは，造山過程の異つた時期をあらわしているのではなくて，シアルの厚さや参加する堆積物の量（それをもたらした古地理的環境など）のちがいをあらわしている．そのほかこの章には，内側弧に火山の多い理由，正の重力異常の解釈，セレベスやモルッカのふくざつな構造の解釈，未解決の問題などがのべられている．



第2図　2種類の弧状列島の地下構造を示す概念図

V：火山弧（二重弧では火山のある内側弧）
M：一重弧の前の海溝．例―マリアナ海溝
M'：二重弧の外側弧．例―スマトラの南西沖の島列
M''：二重弧の前の海溝（一重弧の海溝Mと成因的に全く異なることに注意）例―ジャワ海溝
S：圧縮され褶曲した堆積物
R：熔融し，拡がりつつあるシアルの根
T：潜在的なずり（shearing）の面（ほぞ深発地震の発生する面）
F：モホロヴィチック不連続面（玄武岩質シマの熔融状態の上限の面でもある）

この図は本書第114図，第123図，第130図などを参照し，本文にもとづいて紹介者が画いたものである．

第8章　海洋の底：本章ではまず海洋の分布・分類など事実をのべ，後半でそれをもととして地殻の起源について論じている．

大陸と海洋は地球上で四面体的な分布をしていることがみとめられる．すなわち，大陸は四面体の頂点および稜にあたるところ，海洋は面にあたるところに位置している．さらに海洋はその地形の特徴から4つに大別できる．

1. 大西洋と西部インド洋．細い海嶺でかこまれた比較的平らな多くの海盆で特徴ずけられる．地震や地震波の資料により薄いシアルの存在がかんがえられる．地形の特徴はこの2つの海洋にはさまれるアフリカ大陸のそれとおなじであつて，共通の営力により pre-Cambrian にできたものと考えられる．
2. 北太平洋．直線的な海嶺で特徴ずけられる．大部分は結晶質シマよりなると考えられる．
3. 東部インド洋，南西太平洋および南極大陸のまわりの3つの海盆．大きな起伏はない．
4. 北極海．3に似ているが資料不足のためこゝでは論じない．

1. と 2. の最頻深度についてみると，2. は 1. より約 1000 m 深い．これは薄いシアル層の有無によるのであろう．また大陸面の最頻高度と 1. の最頻深度とのちがいはシアルの厚さのちがいによると考えられる．

つぎにこれらをもとにして大陸と海洋の起源をかんがえてみる．

まず，最近における大陸移動や大陸塊の展張(stretching)で現在の配置などを説明する人がいるが，これは資料とあわない．また，大陸塊の沈降によつて海洋底ができたと考えるのも，海水量の収支計算(water economy)とあわない．この考えをおぎなうために Paleozoic 以後海水が急激にふえたとするにも，塩分などの点で無理がある．のこるものは大洋永久説である．永久というのは主な部分についていうのであつて，一々の部分についてではない．この説にはつぎの3つの考えかたがある．

1. はじめ地球を一様におゝつていた玄武岩層の一部が造山時の compression のため隆起して大陸塊となつた．．このかんがえは Lawson, Rittmann 等の説であるが，はじめに玄武岩層の一部がもりあがつて地殻均衡をやぶることが説明できない．
2. はじめ現大陸とおなじ厚さのシアルが全地表をおおつていたが，地球の一部が月となつて離脱し，シアルを欠くところができた．この考えは Fisher, Mohorovičić, Escher, Pickering 等の説であるが，月がまるくできるほど流動性をもつていたのに，地球の方ではどうしてシアルがふたゝび一様におゝうようにな

らなかつたかが説明されていない．

3. Vening Meinesz や著者らの仮説は，地球がもと現大陸より薄い一様なシアルでつゝまれていたのが，第4章でのべた過程によつて造山帯が厚くなり，この作用がくりかえされて，大陸ができたとするものである．こうして大陸が大きくなる過程は pre-Cambrian のある時期におわり，以後は大陸はそれ以上厚くならず，大陸と大洋の分布に大きな変化はなかつたとかんがえている．

第9章　氷河時代：地史的に氷河の発達をみると，2.5億年の周期がみとめられる．すなわち pre-Cambrian 末，Paleozoic 末，Pleistocene で，これらの時代には気候分化がいちじるしく，著者はこれらを異常時代 (abnormal age) と呼んでいる．一方造山運動の時期をかんがえてみると，Huronian, Variscian, Alpine の各造山期が，それぞれの異常時代に対応することは興味あることである．また以上の3つよりも規模が小さかつたとおもわれる Caledonian, Nevadian, Laramide の造山時にも，程度は小さいがそれぞれ氷礫岩 (tillite) の分布がしられているので，両者のあいだに密接な関係がかんがえられる．

本章の後半には異常時代の原因をあつかつている．原因としては地球外の要因（黄道の変化，公転軌道の離心率の変化，近日点の変化など）と地球内部の要因（熱対流，造山運動など）とがかんがえられているが，未だいずれともきめられない．しかし，間氷期の原因はあきらかに地球外の要素による．いずれの原因によるとしても氷期には，ひとたび地表が寒冷になつて氷冠ができると，氷冠がさらに気温を低下させるので，ますます氷河が発達する．なお，著者は本章のあちこちで，大陸移動・極移動にたいする反論をのべており，そのようなことをかんがえなくとも，氷期を説明することができるという立場をとつている．

第10章　生命のリズム：連々とした進化の小川は変化する環境条件に刺戟されて，時として急流になる．環境条件のなかでも動植物に最も大きな影響をあたえるのは気候である．したがつて哺乳類の適応放散と Laramide 造山期，人類時代と氷期および強い造山運動との一致などは偶然とはおもえない．動物は大地の要素に左右されるだけでなく，植物の進化にも適応する．したがつて植物による時代区分(-phytic) は動物による時代区分(-zoic) より早い方にずれている．植物の進化が，造山運動による気条変化の影響を最も敏感にうけることは，Carboniferous 前期や Cretaceous 前期には植物は世界的に一様であつたものが，Carboniferous 後期や Cretaceous 後期には分化がみられることで了解される．生命のリズムもまた，地球の鼓動のあらわれであるという．

第11章　線状構造系：本章の線状 (linear) というのは，Hobbs が定義した lineament の意味で，われ目とか，川の流路・火山の配列線・海岸線などの直線状の構造のことである．

N—S, E—W; NE—SW, NW—SE の2組の方向が，現在地表の最も重要な構造である．成因については古来いろいろの説があつた．そのうち地の移動に関するものは最も興味あるものであるが，著者はこれらを否定して，その原因は未知のものとしている．これらの構造は相当古いもの (planetary) とかんがえている．そしてひとたび形成された線状構造は，ドーム状隆起運動 (up-doming) のときに回春する．

第12章　地球の鼓動：以上のべてきたように，諸現象は，おそらく共通の原因による周期性をもつている．その一周期はつぎのような段階からなりたつ（第3図参照）．

A. 海退（大陸↑海底↓），侵蝕，気候帯分化開始．
　Compression 増加→地向斜生成，褶曲．

B. Compression 減少→山脈↑，新盆地・新地向斜の生成，ドーム状隆起の生成．
　海面上昇開始．

C. 山脈最高，ドーム状隆起完成．
　気候帯分化，氷河生成．

D. 異常気候の急速な終末．
　山脈の侵蝕，海面上昇．

E. 大陸の起伏小；平穏な気候；海進絶頂；造構造運動はおさまつている．

これらの一周期は5千万年で，さらに5回に1度は（2.5億年の周期で）諸現象のはげしい時期がめぐつてくる．そのはげしい時期のC段階は（新しい方から順に），Pleistocene, Later Paleozoic, pre-Cambrian 末な

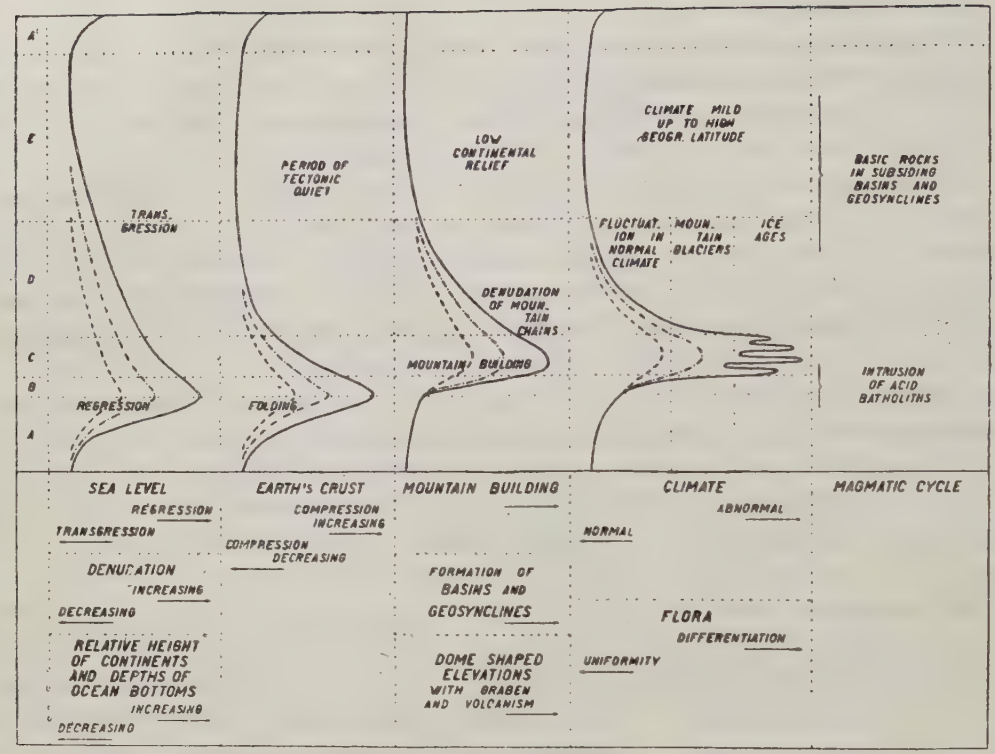


Fig. 202. Graphs showing the chronological relation of the various periodic phenomena.

第3図　1つの鼓動にふくまれる諸現象の時間的関係．本書 202 図

どどである．

このような周期性をもたらす内因がいかなるものであるか？　という本質的な問題がのこつている．これを解決するために，古来多くの人々は種々の説を出した．最近では，対流 (convection current) 説を信ずる人が多い．著者は各種の地質現象をこれで説明しているけれども，対流説論者の説くほど簡単にすべての問題が解決するとはかんがえていない．地球の内部はもつとふくざつであつて，このことを以上の 11 の章からくみとつてほしいといつている．この魅力ある問題をとくために地質学は地球物理学と手に手をとつてすゝまねばならない．この問題は，著者が地球の鼓動とよんだ諸現象と地球内部のある過程との間の必然的な因果関係を論理的にみちびくことができたとき，はじめて解決するであろうとしている．

付　　録

第 1～4 図 版

第2章でわけた compression の時期，すなわち Caledonian (第1図版)，Variscian (第2図版)，Mesozoic (第3図版)，Alpine (第4図版) の各期における世界の造山帯の分布と変動傾斜が色刷でしめされている．

第 5 図 版

この4期の図表が綜合されている．第 1～5 図版の説明文には，それぞれ問題のある箇所について文献をあげてのべている．

第 6 図 版

第3章の分類にしたがつて，世界の盆地の分布がしめされている．

第　1　表

第6図版の説明である．また，地向斜・盆地の各型にたいする Stille, Schuchert などの定義の相異も説明されている．

第 7 図 版

第4章でのべられた世界の岩石区の分布を Rittmann にしたがつて描いたものである．

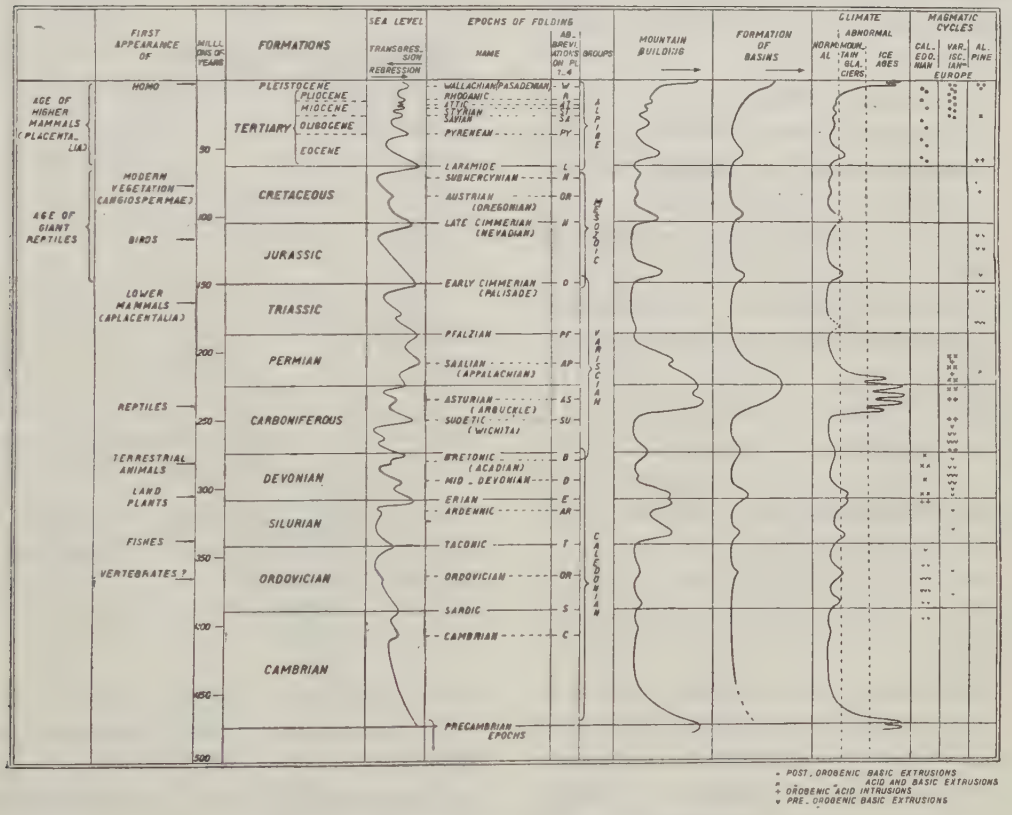
第 8 図 版

Vening Meinesz (1940) の原図に著者および Kuenen の補正をくわえたもの．東インド諸島の地質図に均衡異常 (isostatic anomaly) 図をかさねたもので，この意味は第7章にくわしく論じられている．

第 2 表 (=第4図)

この表の特徴ともいうべき“地球の鼓動”を造山運動 (mountain-building)，造盆地運動 (formation of basins)，気候変化 (climate)，火成活動 (magmatic cycles) について，時代的な規模の大小を曲線でしめしてある．ただしこれは著者の考えを図式化したもので，資料として他の人々が利用できるものではない．説明文には各時代の絶対年代についてのくわしい註がある．

TABLE II



第4図　“地球の鼓動”の展望．本書第2表

短　　報

白水　晴雄：杵島層群砂岩中の緑色鉱物

北九州の古第三紀層中の海成砂岩には緑色鉱物が殆んどの場合に含まれており，一般に海緑石であろうとされて来たが，真に海緑石であるか否かはしばしば問題となつていたようである．最近筆者は含緑色鉱物砂岩の良好な産地である佐賀県武雄市や北波多村附近の杵島（芦屋）層群の佐里層及び行合野層の 2，3 の砂岩に含まれる緑色鉱物について，X線粉末写真その他により検討したところ，粒状或は岩片状の緑色鉱物は海緑石に同定され，或る種の砂岩の matrix をなす緑色鉱物は緑泥石の1種であることを知つたので概要を報告する．

砂岩試料の産地及び地層は次の通りである．

1. 佐賀県武雄市武内町福和（佐里層）
2. 佐賀県武雄市若木町川古（佐里層上部）
3. 佐賀県武雄市御船山南麓（佐里層）
4. 佐賀県杵島郡大町町鈴山峠（行合野層駒鳴型砂岩）
5. 佐賀県武雄市若木町山中(行合野層駒鳴型砂岩)
6. 佐賀県東松浦郡北波多村志気（行合野層駒鳴型砂岩）

この外に，7. 福岡市早良炭礦の砂岩中のもの(姪浜層基底部）も検討した．

これらは，いずれも，いわゆる緑色砂岩であるが，問題の緑色鉱物は種種の含まれ方をしていて，形態的に次の3つに大別することが出来る．

A．径 1 mm 以下の微粒をなして散点するもの．

B．比較的大型（径 1 cm 以下）の不規則な破片状のもの．

C．石英・長石等から成る砕屑物の間隙を満すもの．

また，緑色の色調も，濃緑色・鮮緑色から淡黄緑色に至るものまである．これら種種の外形と色調を有する緑色物を針の先で砂岩から分離採取して，X線粉末写真と鏡検の試料とし，更に母岩の薄片観察を行つた．

その結果は，Aの型式のもの（産地 1·2·3·4·6·7）は粉末写真と光学的性質（microcrystalline texture その他）から海緑石に同定される．粉末データの1例を第1表に示す．B (2·4·5)の粉末線は海緑石に石英・長石・方解石等を混ずることを示し，鏡下ではこれら諸鉱物粒の割れ目に緑色鉱物が滲透発達しており，結局Bの型式は海緑石化した岩片と考えられる．C (5·6) の粉末線は緑泥石の1種である orthohexagonal Fe-chlorite[1]に一致し，鏡下では葉片状緑泥石の並行集合が他鉱物の粒間を満している．この駒鳴型砂岩中の緑泥石は興味ある種類であり，詳細は別報の予定である．

第1表　海緑石のX線粉末廻折線

(1)		(2)		(3)	
d	I	d(Å)	I	d(Å)	I
9.94	1	10.1	3	10.0	4
4.91	0.5	4.98	1		
4.49	2	4.49	8	4.49	8
3.67	2 b	3.63	1 b	3.62	2
3.313	3	3.33	4	3.32	10
3.092	1 b			3.05	0.5
2.859	1				
2.681	0.5				
2.582	4	2.59	10	2.57	8
2.402	2 b	2.40	4 b	2.39	5
2.256	0.5	2.26	1		
2.191					
2.141	1 b	2.14	1		
1.999	1 b	1.99	0.5		
1.823	0.5			1.84	0.5
1.718	0.5				
1.656	2 b	1.66	2 b	1.66	1
1.516	4	1.51	6	1.51	3
1.501	1				
		1.43	1	1.42	0.5
1.379	0.5	1.37	1 b		
1.337	0.5 b			1.34	0.5
1.306	1	1.30	3	1.30	2 b
1.254	0.5	1.25	1		
1.204	0.5				

(1) St. Francis County, Missouri 産. Gruner (1935, Am. Min. **20**, 699) によるデータ. Fe radiation.
(2) 武雄市福和産（佐里砂岩中），濃緑色微粒．
(3) 杵島郡大町町鈴山峠産（行合野層駒鳴型砂岩中），黄緑色微粒．
(2)，(3) は対陰極 Fe，フィルター Mn，カメラ半径 44.3 mm.

以上の結果を北九州古第三紀層中のいわゆる海緑石砂岩全般にそのままあてはめることは早計であるが，これらのいわゆる海緑石砂岩を今回の試料と肉眼或は鏡下で比較したところでは，少くも微粒状をなして散点する緑色鉱物はやはり海緑石と推定され，このよう

な微細な緑色鉱物粒を斑点状に含む砂岩は海緑石砂岩と呼び得ると思われる．

終りに，常常御指導いただいている吉村豊文教授，貴重な試料を恵与され，かつ，産状その他について御教えいただいた松下久道教授，小原浄之介・井上英二両学士に厚く御礼申上げる．

（九州大学理学部地質学教室）

1) H. Shirozu: Min. Jour., **1**, 224 (1955).

湊　正雄・武田　裕幸：鬼丸統の問題

1953 年に私どもは，鬼丸統の分帯に関する研究は甚だおくれているけれども，*Stylidophylllum japonica* (Yabe et Hayasaka) を鍵として，少なくも 2 分帯される可能性のあることをのべた（地質雑，Vol.59, No.695, p. 394）．即ち鬼丸統を 2 分するとすれば，この珊瑚はその上部を示準するであろうとの意見をのべた．

これに対して，小貫義男・山田弥太郎はこの珊瑚が，鬼丸統の模式地では比較的に下底に近い部分から産出するので，その蓋然性の乏しいことを強調された．（古生代研究連絡紙，No.4, 1955 年 12 月）私どもは同氏らの知見に敬意を表したいと思う．

ところでこれについて，いささか以前より予想し，いまもなお信じているところを述べておきたいと思う．私どもの鬼丸統というのは，珊瑚化石から考えて，Viséan の D 帯に対比されることは，筆者の 1 人（湊正雄）が多くの機会に強調してきたように，ほぼ妥当と思われるのであるが，この地層から産する珊瑚のうちには従来の知見によつて，D_1 帯のもの，D_2—D_3 帯のもの及び D_3, E_1 帯などの要素がある．このうち，もつとも多産するのは D_2—D_3 帯のものであるが，1 部には，たしかに D_1 のような古期のもの及び E 即ち Namurian 型のものもある．したがつて将来の精査によつて，鬼丸統が化石上，帯分されるであろうことは，いまも信じている点である．問題は従来の私どもの野外調査が進展していないため，この点を明らかにしえなかつたことにある．

ところで，*Stylidophyllum japonica* が *S. floriformis* に近い種であることは確実である．しかも，*S. floriformis* は欧洲の例で，D 帯のうちでは中部以上に出現するし，また，満洲の例でも，Viséan 型の化石帯の最上部に発見されている（湊正雄：満洲帝国地質調査所彙報，No.106, 1942.）．同様に世田米地域でも *S. japonica* は厚い鬼丸統の石灰岩のうちではその中部以上から採集されていたのである．

そこで鬼丸統を 2 分するとすれば，その上半は *S. japonica* 帯となしうると予想した次第であつた．

こゝに重要な事実がある．それは日頃市方面の鬼丸統と称するものは，世田米地域のそれに較べて層厚も薄く，またその下底から採集された珊瑚化石の種は世田米地方の鬼丸統の下底から発見されるものと異なるものがある．そこで私どもは，日頃市地方ではいわゆる鬼丸統の下底に近く *S. japonica* が発見される事実は小貫らにさきだつて知つてはいたけれども，問題を次の様に予想していたのである．

		世田米地方	日頃市地方
鬼丸統	上部	*S. japonica*	*S. japonica*
	下部		

すなわち，鬼丸統は下位層に対し，transgressive overlapping をなしているであろう．このように考えるならば，層厚の差や，いわゆる鬼丸統の下底に近い部分の地域的な化石種の差異についての説明が容易であると考えたからである．また，海外における既知の帯分とも矛盾しないと信じたのである．

近頃，いわゆる鬼丸統と称せられる地層から，阿武隈その他において，Pennsylvanian 型の有孔虫などさえも知られはじめたということをきくが，おそらくその層準は鬼丸統のうちの最上部 D_3, E_1 に相当するような部分ではあるまいか．これをもつて，鬼丸統の全体を中部石炭系と考えるならば正しくないであろう．既にそのように断じている論文もあるが（鹿股・千坂，千葉大学文理紀．1, 4, (1955)）．

以上は資料の整備をまつて論じたいと考え，ひかえていたことではあるが，小貫らの論評に接し，私どもの抱懐していた意見をのべた．

或いは，私どもの予想はあたらなく，小貫らが断定しているように，鬼丸統の下底が至る所同時面であることが証明されるかも知れないが，前論文でのべた鬼丸帯の 2 分帯についての意見は以上のような内容のものであつた．この短報が鬼丸統の研究を進展させることになれば幸である．（1956. 1. 16.）

本多 朔郎: リンケイ石 (Tridymite) の X 線廻折線をしめす粘土について

粘土を構成する物質は，いわゆる粘土鉱物と非粘土鉱物とに大別できる．粘土の中に見出される非粘土鉱物には従来数多くのものが報告されており，たとえば D. M. C. MacEwan[1] は次のものをあげている…… pyrophyllite, talc, gypsum, α-cristobalite, quartz, feldspars, calcite, dolomite, magnesite, rhodochrosite, siderite, aragonite, apatite. これ以外にもまだ沢山あると思われる．たとえばzeolite[2]のように．

しかるに前掲の MacEwan の本にはつきり書いてあるように，**リンケイ石**が粘土中にふくまれているという報告は未だ聞かない．筆者は秋田県の東南隅にある褐鉄鉱を産する蓬莱高松鉱山を調査した際，褐鉄鉱鉱床中から白色粘土を採集し，その鉱物組成をしらべたところ，この粘土がリンケイ石のX線廻折線をしめすことを発見した．このような例は珍しいと考えるので簡単に報告する次第である．

第1表　白色粘土のX線廻折線
対陰極 Cu (Ni フィルター)

d(Å)	I	
15.2	7	M
9.90	6	K
7.10	3	K
4.46	8	M
4.30	29	◎
4.25	24	Q
4.08	100	◎
4.04	57	C
3.80	17	◎
3.33	69	Q
3.24	7	◎
3.14	6	C
2.959	7	◎
2.840	6	C
2.563	4	M
2.481	7	C
2.455	6	Q
2.303	4	◎
2.280	6	Q
2.125	6	Q
2.044	4	C
1.977	4	Q
1.817	8	Q
1.672	3	Q
1.540	7	Q
1.537	4	M
1.371	6	Q

M＝モンモリヨン石，K＝カオリン鉱物，
Q＝石英，C＝α-クリストバル石

蓬莱高松鉱山については，すでに報告した[3]が，この褐鉄鉱はいわゆる沼鉄鉱に属するもので鉱石は名前どおりの褐鉄鉱が多いのであるが，中に非常に鮮赤色をした天然のべんがらのようなもの（赤色粉鉱）がある．そしてこれには密接に白色粘土の薄層がともなつている．この粘土が問題のものであつて，ノレルコX線廻折計数装置によると第1表のような廻折線をしめす．X線以外の実験結果によつてもこの粘土はいろいろの鉱物の混合物からなることがわかるがX線廻折線で相当する鉱物名を最右欄に記した．◎印を附した廻折線はどの粘土鉱物の廻折線にもあてはまらないもので，いろいろ調べた結果リンケイ石の値に非常によく合致することが分つた．参考にしたリンケイ石の値は

第2表　赤色粉鉱のX線廻折線
対陰極 Fe (フィルターなし)

d(Å)	I	
15.5	35	M
4.50	35	M
4.34	41	◎
4.26	43	Q
4.19	30	G
4.11	63	◎
4.06	48	C
3.82	25	◎
3.69	45	H, Q(β)
3.35	100	Q
2.714	39	H
2.520	36	H, C
2.210	20	H
1.845	22	H
1.819	19	Q
1.701	26	H

G＝シンテツ鉱，H＝セキテツ鉱，他は第1表に同じ．

久保・加藤の文献[4]によつた．第1表では廻折線の位置が少しずれていて，石英の 3.35Å の線が 3.33 Åに出ている．第1表は未補正の値である．

つぎに前述の鮮赤色をした赤色粉鉱のX線廻折線を調べてみると第2表のようになる．その結果，これはモンモリヨン石，石英，α-クリストバル石，シンテツ鉱，セキテツ鉱と問題のリンケイ石の各廻折線をしめすものである．

このように，リンケイ石の廻折線は白色粘土にも，赤色粉鉱にも明瞭に現れている．

赤色粉鉱が白色粘土とよく似た鉱物内容をしめすことは，その示差熱曲線からもうかがわれることで，これは成因から来る当然の事実である．この点については別に詳しく報告する予定なので，こゝではリンケイ石のX線廻折線をしめす粘土の例として報告した．

日頃，御指導，御便宜を頂いている須藤俊男先生・長沢敬之助氏・高橋浩氏・阿部顕氏の皆様および，秋田大学鉱山学部の関係各位に深く御礼を申し上げる．

（秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所）

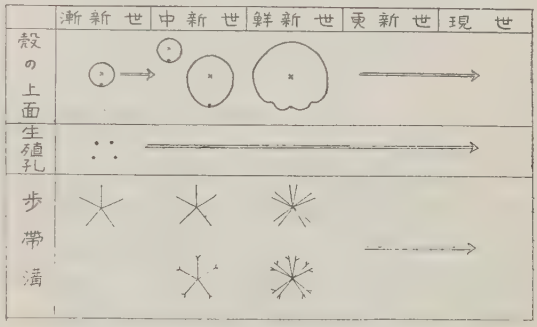
1) D. M. C. MacEwan: Non-clay minerals in clays, "X-ray identification and crystal structures of clay minerals" Chap. XIII (1951).
2) 須藤　俊男：地質学雑誌，**56**，652 (1950).
3) 本多　朔郎：秋田大学鉱山学部地研報告，**13**，(1955).
4) 久保輝一郎・加藤誠軌　編：X線廻折による化学分析 (1955).

森下　晶：中新世の *Echinarachnius*

Echinarachnius は日本近海にきわめてふつうに生存しているカシパンウニであるが，その化石種も数多く日本各地の第三系から知られている．これらの標本を時代順に整理し，その形態的変化を検討した結果，中新世タイプは他の鮮新世以後のタイプと著しく異つた特徴のあることを見出した．

すなわち，中新世の *Echinarachnius* は，著しく小型であるか，もしくは殻の形が縦に長いかのどちらかであり，この両点は，鮮新世以後の *Echinarachnius* と非常に対称的である．小型を特徴とするものは，正確に中期中新世を指示する *E. minoensis* (森下，1955) であり，その層序的価値は注目に値する．本種の現在までにわかつている産出県および地層は，長野県の青木層・岐阜県の戸狩凝灰質砂岩層・愛知県の長篠層・京都府の綾喜層群・奈良県の藤原層・山口県の須佐層などで，長野県富草から産出するもの（鹿間，1954）も同種である疑いがある．殻が縦に長いのを特徴とするものは，*E. microthyroides* (西山，1940) であり，産出県および地層は，岩手県の末ノ松山層・富山県の坪野泥岩層・愛知県北設楽郡の中新層および長野県の柵層などで，ほぼ後期中新世を指示すると考えられる．ただし柵層の時代は今まで前期または中期鮮新世とされているから，今後に問題をのこす．

日本最古の *Echinarachnius* は，北九州の芦屋層群（漸新世）から知られている *E. nipponicus* (長尾，1928，西山，1940) であるが，中新世種との系統関係は明らかでない．しかしその形態的特徴は中新世種と大差がない．樺太から報じられている古第三紀の *E. parvus* (西山，1940) は，より中新世種に近い．したがつて，古第三紀と中新世を通じて，*Echinarachnius* は，殻が小型であること・殻が縦に長いこと・



Echinarachnius の殻と歩帯溝の時代的変化，および生殖孔の不変であることを示す．上段の×印は頂上率，○印は囲肛部

頂上系が前方に偏在すること・歩帯溝が単純で分岐しないこと・囲肛部が殻の上面後部にあることなどの原始的な特徴をもつている．これらの特徴は，鮮新世以後のものには見られなくなり，殻は大型に，また横に長くなり，頂上系は中央またはむしろ後方にかたより，歩帯溝は複雑に分岐し，囲肛部は殻の後端に位置するようになる．図の上段および下段は，これらの変化を概念的に示したものである．鮮新世以後のものは，これらの諸形態がきわめて変異性にとみ，鮮新世のものと更新世のものを区別することは困難である．このように，中新世と鮮新世の間に見出されるかなり大きな形態変化は，当時の海域におけるなんらかの環境変化をものがたるとともに，このていどの変化が，すくなくとも 1000 万年以上の年数をへて，ひきおこされることを示唆している．

Echinarachnius の化石をふくむ母岩は，例外なく砂質または礫質で，現生種の生態とよく一致している．図の中段に示したように，頂上系にある生殖孔数が，当初から現在まで不変であることは，他から砂質底に

適応した結果と推定される．すなわち，より原始的な海胆（現在岩礁にすむ正形海胆など）は，殻が高く，口が下面中央に，肛門が上面中央にあるため，消化器官は縦にのびているが，カシパンは砂質底に適応して扁平になつたために，肛門の位置が後方に転位し，その結果，消化器官が横にのびた影響で，後方の生殖孔を欠くようになつたと考えられる．

日本の中新層からは，以上のほか *E. subtumidus*（西山・橋本，1950），*E. rumoensis*（早坂・柴田，1952）の2種，樺太の中新層からは *E. elongatus*（西山，1940）が知られているが，いずれもすでにのべた特徴のいずれかをもつている．

貴重な標本を提供された益富寿之助，糸魚川淳二両氏，書面で御教示をえた高橋英太郎氏に深謝する．

（京都大学理学部地質学鉱物学教室）

1) 長尾　巧(1928): Palaeogene Fossils of the Island of Kyusyu. *Sci Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser.*, 12.
2) 西山省三(1940): On the Japanese species of *Echinarachnius*. *Jub. Publ. Comm. Prof. Yabe's both Birth.*
3) 西山省三・橋本　亘(1950): A new *Echinarachnius* from the Tertiary of Hokkaido. *short papers* IGPS, 2.
4) 早坂一郎・柴田松太郎(1952): A new Tertiary species of *Echinarachnius* from Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.* 4, 8.
5) 鹿間時夫(1954): 長野県南部の第三紀層群について，横浜大学理科紀要，No. 3.
6) 森下　晶(1954): Notes on *Echinarachnius* in Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser.* B, 21.

吉田　尚*・加藤　誠: 釜石西北方の鬼丸統

吉田は，釜石地方の地質調査，中女遊部（オナツベ）西方約4 km 707.8 三角点の南方約400 mの地点及びこの北方約2 km の沢の中に露出する石灰岩より化石を発見した．筆者等が協力して吟味した結果，

Siphonodendron pseudomartini（Yabe et Hayasaka），*Hexaphyllia* sp.，*Textularia* sp. を検出することが出来た．従つて，これらの石灰岩は鬼丸統に対比されるものと考えられる．従来北部北上山地においては石炭系の存在は全く知られていないので[1]，取り敢えずこゝに報告する．

なお，終りに当つて化石の鑑定に際し終始御指導を賜つた湊正雄教授に筆者等の感謝の微意を表したい．

（1956, 3 記）

* 工業技術院地質調査所北海道支所
** 北海道大学理学部地質学鉱物学数室

1) 小貫義男外3名(1955): 北部北上山地の古期岩層に関する現在の知識，地質雑，**61**，p. 347.

雑　報

塩原産 *Potamogeton*

本邦の更新統から *Potamogeton* は数種知られているがいずれも種子化石である[1]．塩原産植物化石標本中に *Potomogeton* の浮葉化石がみつかつたので報告する．従来塩原からは，この属の化石は知られていない[2)~4)]．

塩原産 *Potamogeton*（浮葉）

浮葉は，披針状で鈍頭，鈍底，長さ 13 mm，巾 4 mm．縦脈は保存不完全のため中央部は見られないが両側にあるものから推測して9本と考えられる．葉柄は長さ 10 mm，巾 1.5 mm+ ある．このことから見て恐らく *P. hybridus* Mich.[5] と思える．

（高橋英太郎）

1) 三木　茂(1948): 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて，（鉱物と地質，**2**，105）．
2) S. Endô (1935): A pleistocene flora of Japan as an indicator of climatic condition. (*Jour. Geol. Soc. Japan*, **42**, 658).
3) S. Endô (1940): A pleistocene flora from Siobara, Japan. (*Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser.*, **21**, 47).
4) 小泉　源一(1940): 塩原更新世植物篇（植物分類・地理，**9**，1）．
5) 牧野富太郎(1934): 日本植物志図篇（103）．

抄　　録

SKINNER, J. W. and G. W. WILDE: New Fusulinids from the Permian of West Texas (*J. Paleont.*, Vol. 29, No. 6, pp. 927～40, 1955)

1954 年夏来専攻者間に騒がれ且その詳細な記載の希まれていた Texas 二疊系盆地からの初の neoschwagerinidの報告である.産出層は二疊系盆地相の海成層最上部 Bell Canyon 層 Lamar 石灰岩で,同様数年来未発表のまゝ産出の知られて来た *Reichelina*（トルコ原産で本報告が西半球初）新種と，新属 *Paradoxiella* が共産種として記載された.（*Polydiexodina* は伴わぬ!）

該 neoschwagerinid は *Yabeina texana* の名で記載されたが *Neoschwagerina rotunda*（又は *N. craticulifera rotunda*）に外形が似る極小形で今迄の処同属内の最原始形と見做される. *Paradoxiella* は一見 *Codonofusiella* に似ているが同属の最終巻の flare が反対側にも延びて全体として幼形を略中心に置く円盤形に伸びた外形をとるもので，従つて *P.* の第4旋回前の幼形では *C.* の成形と区別不能. 著者等は先に提唱の Boulfoninae 亜科内での *Codonofusiella* からの特化を考えている.（因みに抄録者は類似形を本邦産材料にみた記憶あり），尚，紡錘虫系統を論ずる上に見逃せぬ著者等の見解が，記載の行間に読取れる.

以上は記載古生物学及生層位学上の関心に止まらず紡錘虫による従来の中後期二疊紀古地理の Tethys versus Atlantic といつた大把握を，今少し分析的且相関的に考察する手掛を与えるもので，今度はこの今迄異古地理区として遠ざけられていた一方，層位学資料の信頼度の高い，Texas での紡錘虫層序を作業仮説に，Tethys 域の層序を再考察・対比し直してみるのも一法であろう. 果して著者等のいう様に後者の地域では紡錘虫の発展が新旧要素の置換の形で行われず，付加・共存の形をとるのか又，彼等が Lamar 石灰岩と対比する Tethys の "lower part of Upper Permian" が具体的に何をさすのか等，残された課題は未だ本質的なものを含む.

尚，以上の他，直下位の McComb 石灰岩産 *Codonofusiella* 一新種が記載されている. 以上の材料はみな地表露頭から直接得られたものでボーリング資料ではない.（小西　健二）

JOHNSON J. H: *Archaeolithophyllum*, a New Genus of Paleozoic Coralline Algae(*J. Paleont.*, Vol. 30, No. 1, pp. 53～55, 1955)

Solenopora の類が果して珊瑚藻類の原形に結びつく石灰藻か否かの問題は未だにくすぶつている. この為新白亜紀まで追跡できる珊瑚藻科の系統はこゝで途絶え，極め手となるべき胞子嚢が *Solenopora* の類に見出されぬ事実は，PIA の "最表部にあり石灰化から免れた為保存されぬ" という仮説にゆだねられているまゝである. この様な時イシゴロモ（*Lithophyllum*）に体制の非常に良く似る石灰藻が北米テキサスとミズリーの上部石炭系（ペンシルヴァニア亜系）から発見されたことは，単に白亜紀から石炭紀への遡行に止まらず，珊瑚藻科の系統を追う上に重要な新知見といえる. 問題の石灰藻は *Archaeolithophyllum* と名付けられたが，hypothallus と perithallus の分化が極めて明瞭な上，その構造と胞子嚢の形等 *Lithophyllum* に似ている. 特徴として，薄い perithallus に比べ，coaxial の非常に厚い hypothallus，それをつくる大形且多角体（直方体でない!）の細胞があげられる.

本論文にはないが JOHNSON は，有節珊瑚藻類の化石も最近上部石炭紀から報告しており，有節無節両珊瑚藻類の分化，更に無節珊瑚藻類の2型，*Lithothamnion* 型と *Lithophyllum* 型の分化は，上部石炭紀頃には完了していたと考えている.（1955 年 11 月米国地質学会年会報告; Ancestry of the Coraline Algae）（小西　健二）

J. WESTERVELD: Radioactivity and Chemistry of Some Indonesian Eruptive Rocks (*Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, afd. Natuurkunde, Eerste Reeks*, Deel XX, No. 4, 1954)

Malay 東南方，Borneo 西南部，Sumatra, Java 及び Celebes 方面に亘り，先ジュラより中新世に及ぶ花崗岩類を8の group に分ち，これに後期白亜紀の超基性岩及び第四紀の安山岩・玄武岩より成る2 group を加え，夫々の bulk 化学分析を行い，更に各の粉末平均試料について全放射能強度，β線強度並に Ra 含有量を測定しており，全放射能とβ線の測定は個々の試料についても行つている.

個々の試料は総数 137 で group の SiO_2 range は 75.11～42.71%，これらについて al, fm, c, alk, k-mg 及び Q-L-M 変化図がある．

全放射能及び β線強度は夫々 double ionization chamber 及び Geiger-Müller 計数器で測定されたが，個々の試料に於て両者の比率にかなり変化のある事は，β線放射体のほかに比較的強度の α線放射体が存在し，それは副成分鉱物中の Th : U にちがいのある為だろうと考えている．

全放射能及び Ra 含有量は大体に於て SiO_2 並に K_2O の増加に伴つて増大し，Ra 含有量の最大は含錫花崗岩 (Riouw-Lingga 群島，Banka 島) の $3.1\sim3.2\times10^{-12}$ gr/gr で，次が先ジュラの Soela, Banggai 群島の花崗岩の 2.7×10^{-12}，Borneo のは $1.2\sim1.3\times10^{-12}$ で，第四紀安山岩・玄武岩類は 1.3×10^{-12} である．そして，超基性岩は別として，中新世の花崗岩・花崗閃緑岩より成る group の全放射能は著しく小である．

中生代後期の花崗岩類は Malay 東南諸島の黒雲母花崗岩を主とするものから，Borneo 西南部の角閃石花崗岩・石英閃緑岩等を含むものまであり，これらの 5 group を平均すると (抄録者)，全放射能は先ジュラの花崗岩類と略同じになるが，Ra 含有量は 2.3×10^{-12} となつて後者より稍々少く，我国の苗木・三朝等の花崗岩(Z. Hatuda: Ra Contents in Granites in Nippon, Mem. College Sci., Kyoto Imp Univ., Ser. B, Vol. X, No. 1, 1934) と同じ位である．

このように時代的並に構造的 group に分けて各の bulk について化学成分並に放射能を比較研究した業績は注目すべきものであり，今後各方面で同様な資料の蓄積することを望むものである．花崗岩類の Ra 含有量は各部分によつて著しく異るので，このような bulk としての測定資料は色々の大きな地質学的問題を解く場合の補助資料として不可欠のものであると同時に，本著にも言われている如く，practical な問題，即ち産錫地域は Malay 東南の含錫花崗岩に比べて放射能の比較的少い Borneo 西南部等には及んでいないという予想や，他方比較的放射能の強い Soela, Banggai 諸島の花崗岩地域は Be, Nb-Ta 等を含むペグマタイト鉱物に対して調べる価値のある事など，に対しても有力な資料であると思う．(柴田 勇)

A. Poldervaart: Crust of the Earth (A Symposium). (*Geol. Soc. Am., Special Paper*, 62, 1955)

本書は殆んど地質学の全分野に亘る論叢で，各方面の主要なテーマを網羅し最新の資料を取入れている．総頁数 762 で 4 部に分たれ，欧米の諸大家 (米国が多い) が執筆しており，豊富な内容をもつ．

Part I. Nature of the Earth's Crust (169 頁) は地球物理的・地球化学的資料に基く論説で，地殻の組成・構造・年代等に関するものである．Ewing, Gutenberg, Benioff, Poldervaart その他の人が執筆しているが，何れも資料がよく綜合されており，地殻構造に関し進歩した解釈がなされている．

Part II. Recent Deformation and Sedimentation (146 頁) には世界各地域における資料が集められ，H. Stille の新しいデータを加味した比較構造論・Kuenen の Crustal warping についての論説等があり，深海の沈積作用・海溝の構造・メキシコ湾・ミシシピイ三角洲等についても書かれているが，特に太平洋の沈積層に関しては貴重な資料が集められている．

Part III. Structural Synthesis and Petrogenesis (203 頁) は地殻運動並に岩石成因に関する理論的研究で，Meinesz の地向斜成因論をはじめ地殻変成のエネルギー・造山帯における granite series の成因に関するもの (Read)・岩石生成の熱力学と機構・岩漿及び変成作用における水の役割等について論じられているほか，生物相分析 (biofacies analysis) についても書かれている．

Part IV. Historical Development of the Earth's Crust (192 頁) は古生物学的並に地球化学的研究に基く地殻変遷史で，R. C. Moore その他による生物の進化と地質年代，Kulp のイソトープによる年代の決定，Rankama その他の気圏水圏の発展に関する推論等があり，更に各地質時代における造山・造陸運動及び堆積と沈降の大いさの比較研究・火山と構造輪廻・造山造陸運動の相互関係などについて書かれている．

内容が広汎に亘るため，全体をとりまとめた総括的論説は書かれてないが，資料と文献が豊富に挙げられているので，大へん有用である．(柴田 勇)

学　会　記　事

臨時評議員会　昭和 30 年 10 月 28 日（金）午後 1 時半より東大理学部地質学教室において開いた。出席者　田代評議員会議長，浅野清・浅野五郎・石川俊夫（代森本）・市川浩一郎（代大森）・遠藤隆次・大森昌衛・久野久・小出博・小林貞一・小島丈児（代牛来）・牛来正夫・鹿間時夫・柴田秀賢・鈴木好一・高井冬二・竹原平一（代高井）・立岩巌・新野弘・早坂一郎・半沢正四郎（代浅野清）・藤岡一男（代鹿間）・藤本治義（代柴田）・松下進・松本達郎・湊正雄・森本良平・柳生六郎（代浅野五）・渡辺万次郎・渡辺武男（代渡辺万）各評議員，坂田書記．

議事　各執行委員より次の報告が行われた．(1) 30 年 9 月末会計収支状況について．(2) 30 年 7 月末の会員の職業は大学関係者 26%，会社関係者 22%，学生 22%，その他 30% の割合となつた．(3) 編集状況について．(4) 地層名辞典は 31 年 3 月までに刊行される予定である．(5) U 問題対策委員会では会員の意見を求めるため近くアンケートを行う．(6) なお学術会議会員より地質学者の野外調査・野外指導のための出張旅費不足を学術会議基礎科学小委でとりあげた旨の報告があつた．

次いで決定された事項は次の通りであつた．(1) 朝日賞受賞候補者としては新野弘君の「日本列島周縁の大陸棚の底質の研究」を推せんすることとした．(2) 昭和 31 年度科学研究費等分科審議会委員として，地質部門遠藤隆次・高井冬二・藤岡一男，鉱物部門久野久・須藤俊男・森本良平の 6 君を依頼のあつた場合，推薦することとした．(3) 昭和 31 年度総会年会は 31 年 4 月 1 日（日）より 4 日（水）まで，京大及び同志社大において開くこととした．(4) なお，入退会の承認は次の如くである．

入会者：茂木昭夫・佐久本嘉庸・関戸信次・市川正巳・渡辺貞夫・高桑糺・林信一・中塩和彦・田中広・盛園尚孝・笹倉正夫・林礼次郎（以上正会員），菅谷義之・西沢利男・桑原幸志・松下久美雄・駒野健二・中谷欽一（以上准会員）．

退会者：古井健夫（正会員）

執行委員会　昭和 30 年 11 月 22 日（火）午後 1 時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　久野・森本・高井・浅野各委員，坂田書記．

議事　各執行委員より報告のあつた後，評議員会の開催期日・議題等を決定し，評議員会終了後自由懇談会を開くこととした．

執行委員会　昭和 30 年 12 月 16 日（金）午後 1 時半より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　新野委員長（代理），久野・森本・須藤・高井・浅野各委員，坂田書記．

議事　各執行委員より報告のあつた後，(1) 雑誌交換の件について話合つた．(2) 評議員会の議題について打合せを行つた．

定例評議員会　昭和 30 年 12 月 17 日（土）午後 1 時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　田代評議員会議長，浅野清（代高井）・浅野五郎・石川俊夫（代森本）・遠藤隆次・大森昌衛・加藤磐雄（代藤岡）・久野久・小出博・小島丈児（代牛来）・小林国夫・小林貞一・小林英夫（代大森）・牛来正夫・鹿間時夫・須藤俊男・高井冬二・竹原平一（代鹿間）・立岩巌（代田代）・種子田定勝（代小出）・新野弘・半沢正四郎（代遠藤）・藤岡一男・藤本治義・松下進（代小林貞）・松本達郎（代須藤）・森本良平・八木健三（代久野）・柳生六郎（代浅野五）・渡辺武男（代新野）各評議員，坂田書記．

議事　各執行委員より次の報告が行われた．(1) 日本地学教育研究会第 9 回全国大会を後援した．(2) 30 年 11 月末の会計収支状況並びに文部省より研究成果刊行費として 26 万円の補助があつた．(3) 雑誌編集状況並びに 610～700 号の総目録が近日刊行される．(4) 地層名辞典については中巻（KMN）が刊行されたが，下巻は 31 年 3 月末に発行される．(5) 選挙委員会委員として，村山正郎（北海道）・尾崎博（東北）・石井基裕（関東）・中林一孝（関西）・河合正虎（西日本）の諸君が推せんされた．

次いで決定された事項は次の通りであつた．(1) 朝日学術奨励金受賞候補者の推せん依頼があつた場合，昨年と同じく藤本治義君等の「飛騨山地の地質研究」を推薦することとした．(2) 研究奨励金支給のための審査委員会委員として次の諸君を決定した．浅野五郎・岩生周一・金原均二・久野久・小林貞一・坂倉勝彦・柴田秀賢・高井冬二・早坂一郎・八木健三．(3) 昭和 31 年度科学研究費配分のための委員として次の諸君を決定した．岩生周一・遠藤隆次・片山信夫・木下亀城・久野久・小島丈児・佐々保雄・鹿間時夫・須

藤俊男・高井冬二・新野弘・藤岡一男・松本達郎・森本良平．(4) 総会に提出すべき会則変更の件については原案を承認した．その原案は次の2件である．1. 評議員の選挙開票にあたりて大学関係者・官公庁関係者・会社関係者を各1名は必ず選出すること・2. 通常総会は原則として毎年4月に開催するが，必要のある場合評議員会はその開催時期を延期することができる．(5) 鉱物部会廃止の件を明年総会の議題とすることを承認した．(6) 昭和 31 年本会総会年会についてはその日程を決定し，併せて見学旅行地を選定した．ついで総会へ提出すべき議題を決定した．(7) インド鉱業地質金属学会の 50 周年にあたり挨拶状を送ることとした．(8) なお入退会の承認は次の如くである．

入会者：花井哲郎・松島信幸・安川克巳・瀬川秀良・堀越増興・大塚寅雄（以上正会員），鈴木充・鎌田浩志・高橋幸蔵・森久雄・青木直昭・花田克巳・小森長生・門馬忠彦（以上准会員）．

退会者：光田　武(正会員)

執行委員会　昭和 31 年1月 24 日（火）午後4時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　新野委員長(代理)，久野・森本・須藤・高井・浅野各委員，坂田書記．

議事　各執行委員より報告のあつた後，(1) 雑誌交換について話合つた．(2) 第 63 年総会年会について話合つた．

執行委員会　昭和 31 年2月 25 日（土）午後1時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　久野・森本・高井・浅野各委員，坂田書記．

議事　各執行委員より報告のあつた後，(1) 雑誌交換について話合つた．(2) 会則変更案（文章）について話合つた．(3) 明年度予算について話合つた．(4) 評議員会議題を決定した．

執行委員会　昭和 31 年3月 31 日（土）午前 10 時より京大理学部長室において開いた．出席者　立岩会長，田代評議員会議長，新野委員長(代理)，久野・森本・須藤・高井各委員，坂田書記．

議事　各執行委員より報告のあつた後，(1) 第 20 回万国地質学会開催の際における国際学術交流について話合つた．(2) 万国地質学会議の本会代表について話合い，評議員会追加議題とすることとした．(3) 評議員会議題について打合せを行つた．

ウラニウム問題対策委員会　昭和 31 年1月 16 日（月）午後1時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　立岩委員長，牛来・菅・田代・野沢・村越・吉木・渡辺(武)・渡辺（万）各委員，委任状出席　佐藤委員．

アンケートの結果について話合い，次いでその集計を行つた．集計の結果は予定のとおり地質学雑誌1956年2月号（第725号）に発表することにした．

ウラニウム問題対策委員会　昭和 31 年3月 24 日（土）午後1時より東大理学部地質学教室において開いた．出席者　立岩委員長，牛来・佐藤・新野・野沢・村越・渡辺（武）各委員．

委任状出席　浅野・大森・菅・田代・西尾・早坂・吉木各委員．

ウラニウム問題については，秋田において声明書を出した当時とは国内外の情勢が変り，平和利用の傾向が強くなつてきたことが認められるので，委員会としては一応その目的を達したものと考え，会員各位は学術会議の3原則を尊重して，各自の良識ある判断で善処されることを希望する旨評議員会に報告することとした．

なお，本委員会の今後についても評議員会に一任することとした．

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限
電話小石川(92)2563番　会社　岩本鉱産物商会

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第728号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年5月25日 発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 728, May, 1956

CONTENTS

Original Articles: Page

On the Carboniferous and Permian of the Fukuji District, Hida Massif, with Special Reference to the Fusulinid Zones of the Ichinotani Group .....Hisayoshi Igō (217)

Unquestionable Permian Fossils Found in Kitaminokuni, Hokkaido, and its Significance.....Riuji Endo and Wataru Hashimoto (241)

On the Spring-waters in the Area of the Toge Landcreep, Nakakawachi, Osaka Prefecture .....Yuuko Itihara (244)

Plutonic Rocks in the Northern Hida Metamorphic Zone ..... Akira Kasugai, Keiiti Yamada and Takeshi Aoki (250)

Stratigraphic and Petrographic Studies on the Green Tuff Formations in the Oga Peninsula, Akita Prefecture (1)
—On the Basement and the Tertiary Volcanic Rocks—
.....Kazuo Miyagi and Katsutoshi Uruno (261)

Reviews:

Review of the J. H. F. Umbgrove: The Pulse of the Earth (K. Hoshino, T. Matsuda, K. Nakamura and A. Sugimura) ..... (273)

Short Communications:

Green Minerals in Sandstones of the Kishima Formation.....Haruo Shirozu (280)

On the Onimaru Series.....Masao Minato and Hiroyuki Takeda (281)

On the Clay Showing the X-ray Powder Reflections of Tridymite.....Sakurō Honda (282)

Miocene *Echinarachnius* of Japan.....Akira Morishita (283)

Onimaru Series Newly Found in the Vicinity of Kamaishi City ..... Takashi Yoshida and Makoto Kato (284)

Miscellaneous Notes:

Potamogeton from Shiobara (E. Takahashi) ..... (284)

Abstracts:

Skinner, J. W. and G. W. Wilde: New Fusulinids from the Permian of West Texas... (285)

Johnson, J. H.: *Archaeolithophyllum*, a New Genus of Paleozoic Coralline Algae..... (285)

J. Westerveld: Radioactivity and Chemistry of Some Indonesian Eruptive Rocks..... (285)

A. Poldervaart: Crust of the Earth (A Symposium)..... (286)

Proceedings of the Geological Society of Japan..... (287)

昭和31年5月20日印刷　昭和31年5月25日発行　定価100円

編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄

(振替口座東京　28067)

印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the

GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan